

Az éghajlatváltozás várható hatásának integrált, modell alapú becslése a Felső-Tisza vízjárására, a bizonytalanság számszerűsítésével

Kis Anna*, Pongrácz Rita*, Bartholy Judit*, Szabó János Adolf**

*ELTE, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A.
(e-mail: kиаqagt@staff.elte.hu, pongracz.rita@ttk.elte.hu, bartholy.judit@ttk.elte.hu)

**HYDROInform, Hidroinformatikai Kutató, Rendszerfejlesztő és Tanácsadó Bt., 1029 Budapest, Ördögárok utca 148.
(e-mail: janos.szabo@hydroinform.hu)

DOI:10.59258/hk.13172



Kivonat

Tanulmányunkban a Felső-Tisza vidékére a klímaváltozásból eredő felszíni lefolyás várható megváltozását célzó becsléseink eredményeit foglaljuk össze, amelyeket szekvenciálisan végrehajtott többmodelles szimulációk alkalmazásával nyertünk. Az elemzés meteorológiai adatait a historikus időszakokra a CARPATCLIM adatbázis, a jövőre pedig a RegCM4 regionális klímamodell szolgáltatja. Elemzési koncepcióknak megfelelően első lépésként a tény és a szimulált meteorológiai változók belső statisztikus variabilitásának számszerűsítésére egy Monte-Carlo ciklusba ágyazott időjárás-generátort (a DIWA-SDSWG-t) alkalmaztunk, amely képes előállítani reális, azonos valószínűségű, független szintetikus meteorológiai idősorokat. Majd ezen szintetikus adatokkal – mint felső peremfeltétellel – hajtottuk meg a fizikai alapú, térben és paramétereiben is osztott DIWA hidrológiai modellt, amely ezáltal megadta az adott meteorológiai szekvenciák hidrológiai válaszait, melyekből előállíthatóvá váltak a becslési bizonytalanság statisztikai jellemzői is. Eredményeink szerint a XXI. század során a napi középvízhozamok csökkenése várható a Felső-Tisza tiszabecsi szelvényében az évi átlagokat tekintve. A nyári hónapok lefolyásának jelentős csökkenése valószínűsíthető (különösen júliusban és augusztusban), míg januárra és februárra egy kisebb mértékű növekedésre számíthatunk. A harmadfokú árvízvédelmi készültségi szintet meghaladó esetek száma várhatóan szignifikánsan kevesebb lesz a XXI. század közepére és végére, azonban ezek időnként árvíz-tömegükben súlyosabbak lehetnek a jelenleg megszokottnál. A kritikusan alacsony mederteltségek gyakoriságában drasztikus növekedésre számíthatunk a július és október közötti időszakban a jövőben, amely a századvégi időszakban jelentősebb.

Kulcsszavak

Klimaváltozás hatáselemzése, hidrológiai állapotok gyakorisági elemzése, térben osztott sztochasztikus időjárás-generátor, osztott hidrológiai modellezés, RegCM4 regionális klímamodell, hibakorrektció, Monte-Carlo szimuláció, esettanulmány, Felső-Tisza.

An integrated, model-based estimation of the projected impact of climate change on the Upper-Tisza, with the quantification of uncertainty

Abstract

The effects of climate change on hydrological time series are evaluated, based on an integrated, model-based projection. Simulations were completed for the past and future using the distributed, physically based DIWA hydrological model adapted for the Upper-Tisza catchment. The hydrological simulations were driven by meteorological time series: the observation based CARPATCLIM dataset (1961-2010) and the RegCM4 regional climate model simulation (1971-2099). Several possible meteorological time series were created for the historical and the future period as well by a weather generator (DIWA-SDSWG) embedded in a Monte Carlo cycle resulting in hundreds of independent, equally probable time series, hence uncertainty can be assessed, too. The systematic errors of the RCM simulations were eliminated by fitting the parameters of the weather generator based on the differences in the historical period. According to our results, a decrease of the daily average water discharge is likely to occur at Tiszabecs in the 21st century, especially in July and August, while for January and February a moderate increase is projected. On the one hand, the third level of flood warning is projected to occur less frequent in the future (both in the middle and at the end of the 21st century), however, occasionally, they will tend to become more severe than in the historical time period. On the other hand, the occurrence of water discharges below the critical low water level is likely to increase remarkably between July and October, especially by the end of the 21st century.

Keywords

Climate change impact analysis, frequency analysis of hydrological variables, spatially distributed stochastic weather generator, distributed hydrological modelling, RegCM4 regional climate model, bias correction, Monte Carlo simulation, case study, Upper-Tisza.

BEVEZETÉS, A KUTATÁS-FEJLESZTÉS MOTIVÁCIÓJA, CÉLJA

Napjainkban már nem kérdés, hogy a klímaváltozás nem csupán magasabb átlaghőmérsékleti értékeket jelent: a csapadék tér- és időbeli megváltozása mellett az extrém időjárási események gyakorisága és intenzitása is növekszik (IPCC 2021). Ezek a változások szerteágazó hatásokkal járnak, beleértve a természeti-, környezeti- és gazdasági rendszerekben okozott károkat is.

Jelen vizsgálatban az éghajlatváltozás felszíni lefolyásra gyakorolt hatásának elemzését tűztük ki célul, integrált modell alapú módszerekkel – hiszen adott vízgyűjtőn a lefolyást –és annak szélsőségeit – a klimatikus variabilitás megváltozása súlypontilag alakítja. A víz túlzott többlete és hiánya egyaránt komoly károkat okozhat – gondolhatunk az ivóvízellátásra, a mezőgazdaságra, az ipari tevékenységre, a hajózhatóságra és az energiatermelésre –, de megfelelő felkészüléssel ezek kivédhetők, vagy leg-

alább mérsékelhetők. Például öntözési gazdálkodással enyhíthetők az aszálykárak, míg árvizek esetén a hullámter-növelése, illetve gátak, mobilgátak, szükségeltartozók, árvízvédelmi töltések nyújthatnak megoldást. Ugyanakkor fontos megjegyezni, hogy a lehetséges károk minimalizálásához nem elég a technikai megoldások megléte – a sikeres alkalmazkodás egyik feltétele a várható vízkészlet-eloszlás megbízható becslése a jövőre vonatkozóan.

Elemzésünk egy éghajlati, egy térben osztott sztochasztikus időjárás-generátor (SDSWG: Spatially Distributed Stochastic Weather Generator) és egy hidrológiai modell megfelelő összekapcsolásával a Felső-Tisza-vidék tiszabecsi szelvényére fókuszál. A következőkben az alkalmazott módszertan és a felhasznált adatok, modellek mellett a célterületen a jövőben valószínűsíthető lefolyás változásokat ismertetjük, nemcsak az átlagok, de az extrémumok és a bizonytalanság tekintetében is.

A MÓDSZERTAN ÁTTEKINTÉSE

Elemzéseink fő pillére egy specifikusan összeállított, szekvenciálisan végrehajtott többmodelles szimulációk sorozata épülő numerikus modellezési koncepció.

Ennek megfelelően a koncepció alaplépései:

1) az elemzés térben osztott napi rácsponti meteorológiai adatait a historikus időszakra a méréseken alapuló homogenizált és szabályos $0,1^\circ$ -os horizontális felbontású

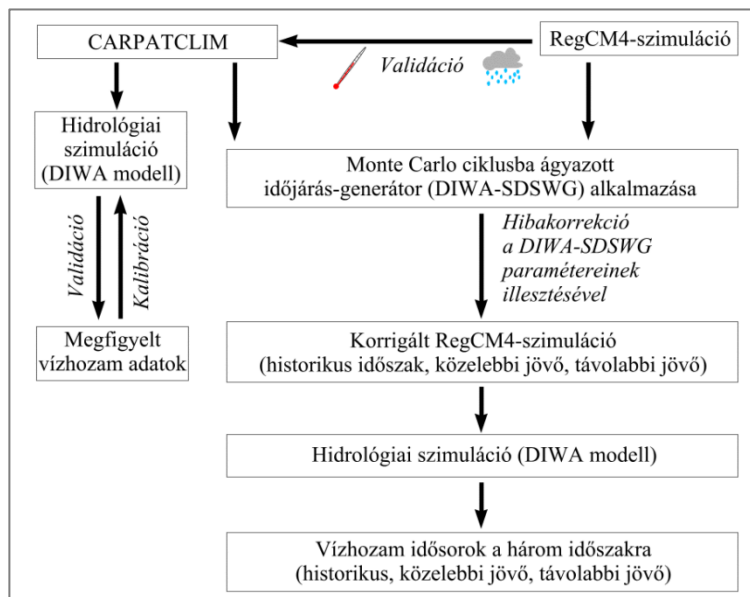
rácsra interpolált CARPATCLIM (Bihari és Szentimrey 2013, Spinoni és társai 2015) adatbázis,

2) a jövőbeli időszakokra pedig a RegCM4 (Elguindi és társai 2011) regionális klímamoddell (Regional Climate Model, röviden RCM) kimenete szolgáltatja az adatokat az RCP8.5 (Representative Concentration Pathway 8.5) forgatókönyv figyelembevételével (van Vuuren és társai 2011),

3) Az éghajlati modellnek a valóságtól való szisztematikus eltéréseinek kiküszöbölésére a modelladatokon hibakorrekción hajtottunk végre,

4) Ezt követően a tény és a szimulált meteorológiai paraméterek belső statisztikus variabilitásának számszerűsíthetősége érdekében egy, a paraméterekkel meghajtott Monte-Carlo (MC) ciklusba ágyazott időjárás-generátort, a DIWA-SDSWG-t (HYDROInform 2012) alkalmaztunk, amely képes előállítani reális, azonos valószínűségű, független szintetikus meteorológiai idősorokat,

5) Végül ezen szintetikus adatokkal – mint felső peremfeltétellel – hajtottuk meg a fizikai alapú, térben és paramétereiben is osztott DIWA (Szabó 2007) hidrológiai modellt, amely ezáltal megadta az adott meteorológiai szekvenciák hidrológiai válaszait (jelen esetben a felszíni lefolyást) mint a keresett hatás egy-egy lehetséges realizációját, és melyekből aztán előállíthatóvá váltak a becslési bizonytalanság statisztikai jellemzői is (1. ábra).



1. ábra. A tanulmányban alkalmazott módszer folyamatábrája
Figure 1. Flowchart of the methodology of the present study

A figyelembe vett RCP8.5-ös forgatókönyv megfelel a jelenlegi trendeknek, azaz egy olyan jövőképet tekintetünk, ami a mostani viszonyok extrapolálást jelent. Azt vizsgáltuk, hogy mi történik, ha folytatódnak az eddigi tendenciák, vagyis lényegében nem teszünk semmit a klímaváltozás mérséklésének érdekében. E szerint a meglehetősen pesszimista szcenárió szerint az üvegházhatású gázok légköri koncentrációja folyamatosan növekedni fog, és a XXI. század végére a sugárzási kényszer $8,5 \text{ W/m}^2$ -rel lesz magasabb az ipari forradalom előtti értékhez képest. A szén-dioxid egyenértékben kifejezett üvegházgáz-koncentráció 2100-ra $1\,370 \text{ ppm}$ lesz. A forgatókönyv feltételezése alapján ezt a növekedést például úgy fogjuk elérni,

hogy a Föld népessége és az energiaigény több lesz. A fosszilis energiahordozókra továbbra is támaszkodunk majd, habár a megújuló energiaforrások/atomenergia használata is emelkedni fog. A mezőgazdasági területek és legelők aránya növekedni, a természetes vegetáció kiterjedése viszont várhatóan csökkenni fog a jövőben. A RegCM4 futtatásához szükséges kezdeti- és peremfeltételeket a RegCM4 50 km-es futtatása biztosította, amelyet a brit HadGEM2 (Collins és társai 2011) globális modell vezérelt. Referencia időszakként az 1972-2001-es periódust választottuk – melynek így a 2001-es extrém tiszai árvíz is része volt –, a jövőre vonatkozó becsléseket pedig két időszakra végeztük el: a XXI. század közepére (2021-2050)

és végére (2069-2098). Az eredményeket a tiszabecsi szelvényre értékeltük, amelyre rendelkezésünkre állt a napi (reggeli) vízhozam idősor az 1997-2005-ös időszakra a FETIVIZIG Vízirajzi Osztályának jóvoltából, ami az Országos Vízirajzi Adattárból nyerhető ki.

Az MC ciklusba ágyazott DIWA hidrológiai modell futtatások eredményeként napi léptékű vízhozam idősorokat kaptunk, majd ebből meghatároztuk a keresett statisztikai jellemzőket: az éves átlagokat, a havi léptékű eloszlásfüggvényeket, a harmadfokú árvízvédelmi készültségi szintnek megfelelő vízhozam értékek meghaladási gyakoriságait, valamint a sokévi átlagok alapján definiált kritikus alacsony vízszint alatti szintnek megfelelő vízhozam értékek előfordulási számát. A következőkben részletesebben ismertetjük a felhasznált adatokat, modelleket és az alkalmazott eljárásokat.

Globális és regionális klímamodell-szimulációk

A globális éghajlati rendszer leírására és a jövőben várható tendenciák megadására elsődlegesen a globális éghajlati modellek (Global Climate Models, röviden GCM-ek) alkalmasak. Ezen modellek fizikai alapú közelítése képes a légkör általános cirkulációját és annak természetes és antropogén változásait is leírni. A kutatási eredmények értékelése során az elmúlt évszázadra vonatkozó modellfuttatásokból következtethetünk a múltban lezajlott éghajlatváltozások okaira, s ezen információkat felhasználhatjuk a jövőre vonatkozó éghajlati becslésekhez.

A klímamodellek légköri részét az ún. hidro-termodinamikai egyenletrendszer alkotja. Ez pontosan ugyanazokat a fizikai törvényeken alapuló egyenleteket – azaz a kontinuitási egyenletet, a Navier-Stokes-féle mozgásegyenletet és az energiamegmaradást kifejező termodinamikai alapegyenletet – tartalmazza, mint amik a rövidtávú időjárás-előrejelző modellekben használatosak. Ennek ellenére jelentős a különbség közöttük. Ugyanis az időjárás néhány napos előrejelzése esetén a légkör változásaira fókuszálunk és az éghajlati rendszer többi elemeinek – nevezetesen az óceán, a krioszféra vagy a szárazföldi vegetáció – a változásaival nem foglalkozunk. Azokra olyan kényszerként tekintünk, melyek a légköri folyamatok alakulását meghatározzák, de a vizsgált időtávon maguk nem változnak. Ismerve az éghajlati rendszer elemeinek különböző folyamataira jellemző karakterisztikus időtartamokat, ez a nézőpont a 9-10 napos időtávban tökéletesen megfelelő. A légkörben sokkal gyorsabb folyamatok jelentkeznek, mint akár az óceánban, vagy akár a hó- és jégtakaró különböző elemeiben. Ezzel ellentétben az éghajlati modellek jövőre vonatkozó szimulációi a légkörfizikai előrejelzéseken túlmutatnak. Az éghajlati rendszer más elemeiben is tartalmazhatnak módosulást, így az óceánt, a krioszférát, s a szárazföldi vegetációt is úgy tekintjük, hogy a légkörral és egymással is kölcsönhatásban változhatnak. A természeti környezet alakulása mellett a klímamodellek számos társadalmi és gazdasági folyamat éghajlatra gyakorolt hatását is figyelembe vesszük, s minimálisan 30 évre, de még jobb, ha teljes évszázadnyi időtartamra történik a futtatásuk. A lehetséges társadalmi-gazdasági jövőképek következményeképpen alakuló üvegházhatású gázkoncentrációk határozzák meg alapvetően a különböző

lehetséges éghajlati forgatókönyveket. Ezek tartalmazzák az éghajlati rendszer válaszait a változó környezeti és antropogén kibocsátási feltételekre. Ahhoz, hogy a bizonytalan jövőkép következményeit becsülhessük, többféle forgatókönyvre és többféle modellközelítésre van szükség. A nagyszámú modellfuttatás eredményeinek együttes elemzése lehetővé teszi a várható változásokhoz valószínűségi értékek hozzárendelését, s ezáltal a jövőre vonatkozó éghajlati becslések bizonytalanságának számszerűsítését. Tehát a modellszimulációk felhasználásával végső soron a változások lehetséges tartományát adjuk meg, és a változások tendenciáit a modellek eredményei alapján vetítjük előre.

A jövőben várható éghajlat becsléséhez a legelső lépés általában a GCM-ek alkalmazása, melyekkel a teljes Földre vonatkozóan lehetséges az éghajlati rendszer elemeinek fizikai alapú leírása. Napjainkra ezek a GCM-ek meglehetősen finom – akár 1-2°-os – térbeli felbontással futtathatók, ám egyes országok, kisebb régiók részletesebb elemzéséhez a kapott eredmények további finomítása, leskálázása szükséges. Ez történhet statisztikai vagy dinamikai közelítés alkalmazásával. (1) A statisztikus leskálázás során olyan statisztikai összefüggéseket használunk fel, melyek meghatározása az észlelt adatsorok alapján történt. Ez ugyan viszonylag kisebb számítástechnikai kapacitást igényel, de ehhez a közelítéshez nagy mennyiségű, jó minőségű, hosszú időtartamot felölelő mért adatsorokra van szükség, melyek általában nem állnak rendelkezésre. A módszer legnagyobb hátránya az a feltételezés, hogy a múltban érvényes statisztikai összefüggések változatlanok maradnak a jövőben esetlegesen változó klíma esetén is. (2) A dinamikus leskálázás során finom (10-25 km) térbeli felbontású RCM-eket használunk kisebb térségekre (kontinentális vagy annál is kisebb régiókra), amelyek futtatásához szükséges bemeneti adatokat a GCM-ek szolgáltatják. Az RCM-ek lehetővé teszik a felszíni domborzat pontosabb leírását, a felszínborítottság és a talajtípusok precízebb megadását, valamint a mezoskálájú nem-lineáris hatások figyelembe vételét. Az RCM-ek alkalmazásának korláta a nagyobb számítástechnikai kapacitás igény. Ugyanakkor a fizikai rendszerben lejátszódó folyamatok és kölcsönhatások korrekt leírása miatt az ok-okozati összefüggések pontosabban elemezhetők, mint a statisztikai leskálázás esetén.

Vizsgálataink végső célja a globális klímaváltozás jövőben regionálisan várható hidrológiai hatásainak elemzése, melyhez az éghajlatot – a globális modellekhez képest – egyértelműen részletesebben leíró regionális éghajlati modellfuttatás szükséges. Ennek értelmében a klímadinamikai leskálázást alkalmaztuk, s ehhez az ELTE Meteorológiai Tanszéken a Kárpát-medence térségére adaptált RCM-et, a RegCM modellt választottuk. A RegCM egy korlátos tartományú hidrosztatikus közelítést tartalmazó éghajlati modell, melyet eredetileg az amerikai Légkörkutató Intézetben (NCAR) fejlesztettek ki (*Giorgi és társai 1993a, 1993b*), amely jelenleg a Triesztben működő Nemzetközi Elméleti Fizikai Központ (ICTP) közvetítésével hozzáférhető kutatási célokra. A RegCM4.3 modellverzió (*Elguindi és társai 2011*) a korábbiakhoz képest új felszíni,

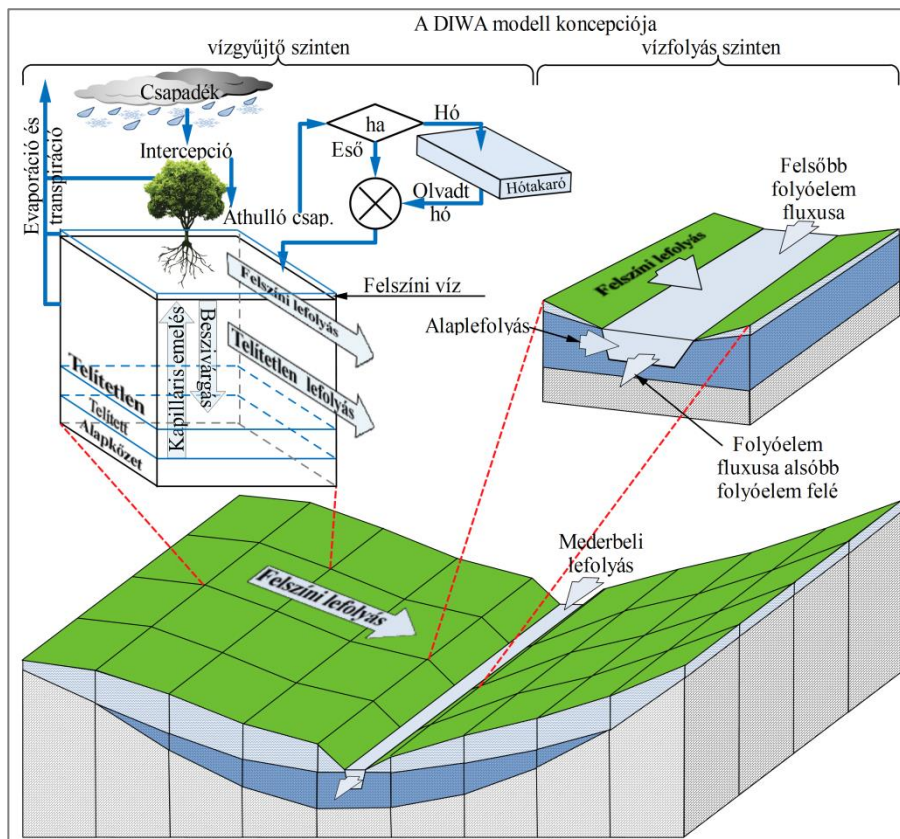
planetáris határréteg és légkör-tengerfelszín fluxus sémákat tartalmaz, továbbá az eddigi sugárzás-átviteli és határréteg sémák is módosításra kerültek. A konvektív folyamatok és az ebből származó csapadék kezelésére a modellben többféle konvektív séma is megtalálható, melyek közül *Pieczka és társai (2017)* érzékenységvizsgálat keretében meghatározták a Kárpát-medencére legpontosabb becsléseket eredményező opciót. A jelenlegi modellverzió már párhuzamos futtatásra is alkalmas, ami lényeges tulajdonság a futtatások minél rövidebb gépidő alatt történő kivitelezéséhez.

A Kárpát-medence térségére fókuszáló modellfuttatásokhoz első lépésként 50 km-es horizontális felbontással készült modellszimulációkat kellett előállítani, melyeket közvetlenül a GCM szimulációk output-mezői hajtanak meg. Ez a viszonylag durvább rácsfelbontás hazánk mérete miatt még nem alkalmas arra, hogy éghajlatváltozási hatástanulmányokat alapozzon meg, azonban megfelelő peremfeltételeket szolgáltat a további dinamikus alapú leskálázáshoz. Az 50 km-es felbontásban előálló eredményeket tehát egy finomabb, 10 km-es felbontású szimulációk készítéséhez használtuk fel a múltira és a jövőre (*Pieczka és társai 2018*), amelyek már megfelelő alapot szolgáltatnak további hatástanulmányok, adaptációs vizsgálatok készítéséhez.

A DIWA hidrológiai modell vázlatja

Koncepcióinkban az egyes meteorológiai idősorok hidrológiai válaszainak modellezésére a fizikai alapú,

térben és paramétereiben is osztott DIWA hidrológiai modellt (*Szabó 2007*) használtuk. A modell alkalmazását az indokolja, hogy egyfelől a vízgyűjtő minden lényeges karakterisztikáját – domborzat, felszínborítottság, talaj, részlet-gazdag vízhálózat stb. – annak területi megoszlásában tekinti, továbbá figyelembe veszi a hidrológiai folyamatok minden lényeges részfolyamatát (2. ábra). Ide sorolhatjuk a csapadékot – amit a hőmérséklet függvényében hóként, illetve esőként elkülönítve kezel a modell –, az intercepciót, az evaporációt és a transpirációt, a beszivárgást és a kapilláris emelkedést, a hófelhalmozódást és a hóolvadást, a talajfagyot, valamint a felszíni, felszín alatti és a mederbeli lefolyást is. A DIWA geoinformatikai adatbázisa egyenlő területű vetületi rendszerben (LAEA: Lambert Azimuthal Equal-Area projection) négyzettrács-felbontásban tartalmazza a modellezésbe bevonandó adatokat, paramétereiket. A szimuláció során több tényezőt is állandónak tekint a modell, ilyen például a domborzat, a felszínborítottság, a talajtípusok és a talajrétegek. Az intercepció és a transpiráció becslésének szempontjából különösen meghatározó tényező a vegetáció aktuális sűrűségi állapota, ezért az NDVI (Normalizált Differenciális Vegetációs Index), illetve LAI (levél-felületi index) havi átlagainak területi eloszlásait is tároljuk és figyelembe vesszük a modellezés során. Mindezek mellett a modellbe beépül még a napi potenciális szoláris energia, annak 10 napos mozgóátlag-értékeinek formájában.



2. ábra. A DIWA hidrológiai modell sematikus ábrája (Kis és társai 2016)
Figure 2. Schematic figure of the DIWA hydrological model (Kis et al. 2016)

Az alábbiakban röviden összefoglaljuk a DIWA modellt alkotó egyenleteket (a DIWA modell-egyenletrendszerét). Fontos kiemelni, és a figyelmet előre felhívni arra, hogy a DIWA-ban a gridekre osztott vízgyűjtő minden egyes cellájának (gridjének) a tározás – és így az egyenletrendszer alakulásának – szempontjából négy fundamentális rétege van (2. ábra): a felszínborítottság (növények, épületek stb.), a felszín, a talaj és a felszíni vízhálózat. A modell egyenletrendszerét tehát ezen – térben osztott – elemek rendszerére vonatkozó anyagmegmaradási és dinamikai egyenletek összessége alkotja. Az anyagmegmaradás általános, minden tározótípusra és (i,j) cellára érvényesített formája:

$$\frac{dV_t^{i,j}}{dt} = \sum q_{in}^{i,j} - q_{out}^{i,j} \quad (1)$$

ahol: V_t – tározás az (i,j) cella valamely fundamentális rétegére (m^3)
 $\sum q_{in}$ – az (i,j) cellába beérkező összegzett fluxus (m^3/s)
 q_{out} – az (i,j) elemet elhagyó egyetlen fluxus (m^3/s)

A továbbiakban tehát ezt az egyenletet nem ismétljük, de minden dinamikai egyenlet mellé értelmezzük, mint a modell-egyenletrendszer szerves komponensét.

Csapadék halmazállapota, hóolvadás, talajfagy modellkomponens

Csapadék halmazállapota: A modellben az „eső vagy hó” kérdését minden cella esetében a cellára vonatkozó napi közepes léghőmérséklet (T_{mean} [°C]) és az úgynevezett kritikus léghőmérséklet pillanatnyi relációin keresztül értékeljük ki, vagyis, ha a

$$T_{mean} < T_{crit},$$

akkor az észlelt csapadékot hónak, ellenkező esetben esőnek tekintjük. Tapasztalatokra támaszkodva a DIWA modellben a T_{crit} értékéről feltesszük, hogy az a terepmagasság megváltozásának lineáris függvényében enyhén növekszik, amely növekedés kalibrációs paraméter, és amely értéke 0 és 1,5 fok között változik.

Hóolvadás: A hó olvadásának modellezését (Szabó 2007) – apróbb kiegészítésekkel (lásd a (2) formulák közül a másodikat, amely figyelembe veszi az eső esetét) – az egyik legismertebb eljárás, az úgynevezett „fok-nap módszer” (DDM: Degree-Day Method) alapján számoljuk (Martinec 1960; Martinec és Rango 1986). Az olvadás megkezdésének feltételül a fent ismertetett T_{crit} értéket használjuk. A DDM ismertetéséhez jelölje

$$\Delta T_{crit} = T_{mean} - T_{crit}$$

azt a léghőmérsékleti differenciát, amennyivel a napi középhőmérséklet meghaladja a kritikus léghőmérsékletet. Vezessünk be egy „a” együtthatót (a [$mm \cdot ^\circ C^{-1} \cdot d^{-1}$]), az úgynevezett „fok-naptényezőt” (DDF: degree-day factor) amely megadja, hogy egy nap alatt minden T_{crit} értéket meghaladó fok hány mm hó elolvadását képes előidézni. Eszerint:

$$M = a \cdot \Delta T_{crit}, \text{ eső esetén pedig: } M = a \cdot (1 + 0,01 \cdot R_{\Delta}) \cdot \Delta T_{crit} \quad (2)$$

ahol M a hó olvadásából származó vízoszlop magassága, R_{Δ} pedig a számítási időlépés alatt eső formájában lehullott vízoszlop magassága (mm). További fizikai megfontolások alapján a DIWA modellben feltesszük, hogy az „a” értéke a hóban tárolt vízkészlet pillanatnyi értékétől függ, utalva arra a többletenergiára, amely a több hó elolvadásához szükséges. Eszerint feltesszük, hogy az „a” értéke a hóban tárolt vízkészlet növekedésével lineárisan csökken.

Talajfagy: Midőn a talaj fagyottá kezd válni, avagy már fagyottá vált, a hidraulikai folyamatok jelentősen (nagyságrendekkel) lelassulnak, majd a teljesen átfagyott talajban megállnak. A nemzetközi szakirodalom alapján a talaj fagyottságának becslését az úgynevezett talajfagy indexen keresztül szokás jellemezni. Mi Molnau és Bissell (1983) vagy Follum és társai (2018) egyenleteit vesszük figyelembe, amely a fagy index (F [$^\circ C \cdot nap^{-1}$]) megváltozását az alábbiak szerint adja meg:

$$\frac{dF}{dt} = -(1 - A_f) \cdot F - T_{mean} \cdot e^{\left(\frac{-0,04 \cdot K \cdot d_s}{w_{es}}\right)} \quad (3)$$

Itt dF/dt ($^\circ C \cdot nap^{-1} \cdot nap^{-1}$), A_f (nap^{-1}) lebomlási együttható (a DIWA-ban $A_f = 0,97$), K (cm^{-1}) „hó- vastagság-redukciós” együttható (a DIWA-ban $K = 0,57$), d_s (mm) a hóban tárolt vízmennyiség vízoszlopban kifejezve, és $w_{es} = 0,1$, feltéve, hogy az átlagos hó sűrűség 100 kg/m^3 . A talaj fagyottnak tekinthető, ha a talajfagy index az 56-os kritikus értéket is meghaladja. Megjegyzés: $F \geq 0$.

Intercepció modellkomponens

A DIWA modellben a csapadékot két részre: állományi és növényi csapadékra bontjuk. Az állományi az, amelyet a növény már nem képes felfogni, áthullik rajta, a növényi pedig az, amelyet intercepció formájában felvesz, tároz. A modellben feltételezzük, hogy a növényzet felülete egyfajta véges kapacitású ($S_{I,max}$) lineáris tározó, vagyis a dinamikai egyenlete matematikailag:

$$QP_{th,\Delta t} = QP_{\Delta t} - \sigma \cdot \left(1 - \frac{S_{I,t}}{S_{I,max,\Delta t}}\right) \cdot QP_{\Delta t} \quad (4)$$

ahol $S_{I,t}$ (mm) a növényzeten a Δt kezdetén tározott vízmennyiség, $QP_{\Delta t}$ (mm/ Δt) a csapadékintenzitás, $QP_{th,\Delta t}$ (mm/ Δt) az állományi-csapadék intenzitása, σ az adott száraz állapotú növény csapadékviszatarthatása (-) (értéke kb. 0,05). Az $S_{I,max,\Delta t}$ értéke a vegetáció típusától és annak szezonálisan változó sűrűségétől függő állandó, amit empirikusan becsülhetünk (von Hoyningen-Huene 1981):

$$S_{I,max,\Delta t} = (0,935 + 0,498 \cdot LAI_{\Delta t} - 0,00575 \cdot (LAI_{\Delta t})^2) \cdot h_{max}$$

ahol h_{max} (mm) a legnagyobb tározási vízoszlop az adott növényzeten – melynek átlagos értéke és szórása növénykategóriánként elérhető a nemzetközi szakirodalomból (pl. Link és társai 2004, Attarod és társai 2014) és azok a modell futtatásához táblázatba gyűjthetők –, $LAI_{\Delta t}$ (m^2/m^2) a cellára jellemző szezonális vegetáció-sűrűségi állapot az adott időszakban.

Az evapotranspiráció modellkomponens

A DIWA az evapotranspiráció dinamikus állapot-egyenleteinek kiindulási alapjául Varga-Haszonits (1969) mérésekkel is igazolt párolgási összefüggései

szolgáltak (Szabó 2007). Az egyesített módszer lényege, hogy elsőként a korlátlan vízellátottság melletti párolgást (szabad vízfelszín párolgása) tekinti, majd a talajban rendelkezésre álló, hozzáférhető víz állapotával

$$E_{a,t} = f(VDRS_t) \cdot LAI_{\Delta t} \cdot \left[\frac{1 - RN_{\Delta t}}{2 - RN_{\Delta t}} \cdot T_{\Delta t} \right] \cdot \frac{\Delta t}{86400} \quad (5)$$

ahol $E_{a,t}$ az adott t -beli tényleges transpiráció (mm) ($t \in \Delta t$), $RN_{\Delta t}$ a relatív nedvesség Δt -re vonatkozó középértéke (század), $T_{\Delta t}$ a középhőmérséklet Δt -ben ($^{\circ}\text{C}$) (és $T_{\Delta t} < 1$

$$VDRS_t = \begin{cases} \frac{\theta_t - \theta_{R,WP}}{\theta_s - \theta_{R,WP}} & (\theta_t \geq \theta_{R,WP}) \\ 0 & (\theta_t < \theta_{R,WP}) \end{cases}, \quad \theta_{R,WP} = \max\{\theta_R, \theta_{WP}\},$$

ahol θ_t (m^3/m^3) az aktuális víztelítettség ($t \in \Delta t$), θ_R (m^3/m^3) a maradék víztelítettség, θ_{WP} (m^3/m^3) a vegetáció típusától is függő, hervadási ponti víztelítettség, és θ_s [m^3/m^3] a telített víztelítettség (Szabó 2007).

korlátozzuk a növény tényleges vízfelvételét. Lényeges, hogy a módszert a műholdas mérések alapján gridenként is becsülhető LAI-ra vezetjük vissza. Matematikailag:

esetén $T_{\Delta t} := 1 + T_{\Delta t}/273$, $f(VDRS_t)$ a vegetáció és a talaj típusától függő dimenziómentes, időben változó redukciós faktor ($0 \leq f(VDRS_t) \leq 1$, és $t \in \Delta t$), melynek argumentuma:

$$f(VDRS_t) := \begin{cases} 1 - \frac{pF(VDRS_t) \cdot [\theta_s - \theta_{R,WP}] + \theta_{R,WP}}{pF(\theta_{R,WP})} & (\theta_t \geq \theta_{R,WP}) \\ 0 & (\theta_t < \theta_{R,WP}) \end{cases}$$

A beszivárgás és a telítetlen talajzóna modellkomponens

A telítetlen talajban a víz mozgását a Darcy áramlási modell alapján tudjuk leírni (Szabó 2007), ami két alap-egyenletből (az (1) folytonossági, és a (6) egyenletrendszer első, a dinamikai egyenletekből), továbbá két karakterisztikus jelleggörbe-egyenletből (a pF- és a belőle konstruálható relatív vezetőképességi görbékből) áll:

$$\left. \begin{aligned} q_t &= -k(S_{W,\Delta t}) \cdot A_{d\psi}(S_{W,\Delta t}) \cdot \left(\frac{d\psi_{\Delta t}}{dh} + \sin\alpha \right) \\ \psi_{\Delta t} &= \Psi(S_{W,\Delta t}) \\ k(S_{W,\Delta t}) &= k \cdot k_r(S_{W,\Delta t}) \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

ahol q_t a fluxus (m^3/s) ($t \in \Delta t$), $S_{W,\Delta t}$ a víztelítettség állapota Δt -ben (-), $k(S_{W,\Delta t})$ a telítetlen hidraulikus vezetőképesség állapota Δt -ben (m/s), k a telített hidraulikus vezetőképesség (m/s), $k_r(S_{W,\Delta t})$ a relatív vezetőképesség a Δt -beli állapotokra vonatkozóan (-), $d\psi_{\Delta t}/dh$ a tenziógradiens Δt -ben (-), α az áramlás irányának a vízszintessel bezárt szöge, $A_{d\psi}(S_{W,\Delta t})$ a tenziókülönbség által meghatározott áramlási irányra eső felületelem területe Δt -ben (m^2). Itt az $S_{W,\Delta t}$ -től való függéssel arra szeretünk volna utalni, hogy a transzportban ténylegesen résztvevő felület nagysága értelemszerűen függ a telítettségtől, hiszen eleve a valóságos (látszólagos) A méretű felület helyett még telített állapot mellett is csupán az $A \cdot \Phi$ vesz részt a víz szállításában (itt Φ a porozitás), míg telítetlen esetben az adott Δt -ben ez $A \cdot \Phi \cdot S_{W,\Delta t}$.

A fenti (6) és (1) egyenletekből álló rendszer tehát a teljes Darcy modell. Szokásos még, hogy a $\Psi(S_W)$, és a $k_r(S_W)$ pontfüggvényeket valamilyen paraméterezett görbecsalád optimalizált görbéjével közelítik (van Genuchten és társai 1999).

Az $f(VDRS_t)$ redukciós faktor tehát láthatóan függvénye a talaj pillanatnyi víztelítettségének, θ_t -nek, amely függvényt a DIWA modellben a grid gyökérzónájára vonatkozó talajtípus úgynevezett pF-görbéjével (amely leírja a víznek a talajhoz való kötődését, lásd Stefanovits 1992) azonosítunk:

A felszíni és a mederbeli lefolyás modellkomponens

A vízgyűjtő felszínét az idő egysége alatt elérő víz (eső + olvadt hó) egy része a (6) és az (1) egyenletrendszer szerint beszivárog a talajba, egy másik része a szabad vízfelszín párolgásának értékével (E_0) elpárolog, a többi része pedig elsődlegesen a felszínen, majd onnan a mederbe jutva lefolyik, összegyülekezik a vízgyűjtő vízfolyáshálózatán. A felszíni és a mederbeli lefolyás folyamatát a DIWA-ban az (1) folytonossági, és az alábbi (7), dinamikai egyenletek alkotja, úgynevezett lineáris tározómodellel írjuk le. Az (1) folytonossági egyenletet mindkét (ti. a felszíni és a mederbeli) esetben a folyamatához specifikusan kell értelmezni. Vagyis, az (1)-béli Σq_{in} szimbólum mint a cellába beérkező összegzett fluxust (m^3/s) más komponensek alkotják a felszíni, és más a mederbeli folyamatok során, amelyet nagyon jól szemléltet a 2. ábra. A lineáris tározómodell dinamikai egyenlete a DIWA-ban tehát:

$$q_{out}^{i,j} = \frac{1}{\tau^{i,j}} \cdot V_t^{i,j} \quad (7)$$

ahol q_{out} szimbolizálja az (i,j) felszíni/vízfolyás elemből tovább folyó víz fluxusát (m^3/s), V_t a tározás a felületelem/folyószakaszon (m^3), és τ jelenti az elem áthaladó víznek a tározóelemre jellemző „átlagos” tartózkodási idejét (s). A τ értékét a DIWA-ban a Manning féle egyenletből kiindulva határozzuk meg az alábbi egyenletből:

$$\tau^{i,j} = \frac{L^{i,j}}{v_m^{i,j}} = \frac{L^{i,j} \cdot n^{i,j}}{(R_m^{i,j})^{2/3} \cdot \sqrt{tg(\beta^{i,j})}} \quad (8)$$

ahol: v_m az elemre jellemző átlagos lefolyási mélységhez tartozó sebesség (m/s), L a cella-élék/folyószakasz hossza (m), n a Manning féle érdességi együttható ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1/3}$), amely felszíni esetben műholdas mérések és szakirodalmi táblázatok alapján, mederbeli esetben mérnöki táblázatok alapján ismert érték, R_m a felületelemre/mederszakaszra jel-

lemző átlagos lefolyási mélységhez (felszínen $\approx 0,01$ m, mederben a geometriából számítható) tartozó hidraulikus sugár (m), és β a felületelem/folyómeder vízszintes síkkal bezárt szöge (fok vagy radián).

Numerikus megoldás

A fent vázolt, a vízgyűjtő minden cellájára érvényesített közönséges differenciálegyenletek bonyolult rendszerének kiintegrálása nem egyszerű algoritmikus matematikai feladat. Hasonló egyenletrendszereket a fejlesztők eltérően oldanak meg, vagyis nincs annak általános szabálya. A DIWA-ban a fejlesztő (Szabó 2007) erre a célra egy specifikusan a feladatra tervezett prediktor-korrektor algoritmust alkalmazott, amelynek a kezdeti feltételét (az első prediktor kiinduló értékeit) vagy egy korábban lementett futtatás utolsó korrektorának adatai adják, vagy ennek híján általános kezdeti feltételből kiindulva egy úgynevezett felpörgési időszakra (legalább 2 év) előfutatták a modellt, és annak végén elmentve az utolsó korrektor adatait, már lehet ismételt futtatásokat kezdeményezni ezen időponttól. Ez utóbbit választottuk mi is.

Kiegészítő megjegyzések, tájékoztatások

A fent vázolt modellszámításokon túl, a DIWA modellszámítás további komponensekkel is rendelkezik, de mivel a jelen tanulmányban azok nem kerültek felhasználásra, ezért azokat csak felsorolásjelleggel említjük:

1. A mederbeli lefolyás modellje napjainkra kiegészült egy, a futtatás megkezdése előtt opcionálisan megválasztható hidraulikus modellszámítással is;
2. Tavak, völgyzárógátas tározók üzemirányítását megvalósító részmodell;
3. Vízkormányzást megvalósító modul;
4. Árvízi szükségeltározók optimális üzemrendjét mesterséges intelligencia által vezérelt tervezői modul;
5. 2D-s elárasztási modell-modul;
6. Operatív hidrológiai előrejelző modul, amely teljesen automatikusan képes működni.

A DIWA térben osztott időjárás-generátorának, a DIWA-SDSWG-nek rövid áttekintése

Általánosan, a sztochasztikus időjárás-generátorok olyan számítógépes modellek, amelyeket tetszőleges számú és hosszúságú, azonosan valószínű szintetikus időjárás paraméterek idősorainak szimulálására (generálására) használnak, valamely rövidebb időszak (30-40 év) megfigyeléseinek statisztikai jellemzői alapján „tanítva”. Térbeli kiterjedésüket tekintve lehetnek egy mérőállomáshoz kötötten lokális, vagy területi (pl. vízgyűjtő) jellegűek (lásd például: Bardossy és Plate 1992, Katz és Parlange 1998, Parlange és Katz 2000).

Az SDSWG-k gyakori felhasználási területe a klímaváltozáshoz kapcsolódó hatástanulmányok. A vízgazdálkodási, környezeti, ökológiai, avagy mezőgazdasági hatástanulmányok során visszatérően felmerülő kérdés, vajon a meteorológiai változók (pl. csapadék, léghőmérséklet stb.) adott statisztikus tulajdonságainak a megváltozásai miként befolyásolják a tőlük szorosan, jellemzően bonyolult, nemlineáris módon függő folyamatok (különösen azok szélsőségei) statisztikáit (pl.: lefolyás, árvíz, vízhiány, aszály stb.).

A DIWA-SDSWG első, azóta továbbfejlesztett változatát 2012-ben a HYDROInform Bt. fejlesztette ki

(HYDROInform 2012). A DIWA-SDSWG jelen verziója képes az éves csapadékösszegek és azok napi ütemének térbeli eloszlásait, a száraz és nedves napok éven belüli sorozatait, a napi minimum és közepes léghőmérséklet (külön a nedves és száraz napokra) térbeli eloszlásait előállítani valamely 30 év tanulási időszak adatai alapján. Ez utóbbi lehet történelmi, vagy akár a jövő adott időszakára modellezett adatsor. A DIWA-SDSWG lépései két fázisra bontva, adott vízgyűjtőre, éves lépésekkel a következők:

I. A skaláris adatgenerálás fázisa:

- 1.) Mindenekelőtt a soron következő év csapadékösszegeinek területi átlagát, mint skaláris adatot becsüljük meg, amelyet a tanuló időszak hasonló adataira illesztett négyparaméteres béta eloszlásból véletlenszerűen generálunk:

$$f(y; \alpha, \beta, a, b) = \frac{1}{B(\alpha, \beta)} \cdot \frac{(y-a)^{\alpha-1} \cdot (b-y)^{\beta-1}}{(b-a)^{\alpha+\beta-1}} \quad (9)$$

Itt B a Béta-függvény, α és β az eloszlás paraméterei, a és b pedig az eloszlás maximum és minimum értékeit reprezentáló paraméterek.

- 2.) Ezt követően szintén a tanuló időszak adataira illesztett, szezonálisan paraméterezett gamma eloszlásból (Matyasovszky 2002) generálunk véletlenszerűen száraz napok számainak és nedves napok számainak sorozatát az egész évre:

$$f(x) = \frac{\lambda^\kappa \cdot x^{\kappa-1} \cdot e^{-\lambda x}}{\Gamma(\kappa)} \quad (10)$$

ahol λ és κ optimalizált paraméterei a gamma-eloszlásnak.

- 3.) Majd szintén a tanuló időszak adataira illesztett, szezonálisan paraméterezett gamma eloszlásból (10) generálunk véletlenszerűen minden nedves futamhoz skaláris nedves tartamot, és az így kapott éves nedves tartamok összegét az első lépésben generált éves értékhez arányosítjuk. Ezzel garantáljuk, hogy az éves nedves futamok összegei az 1.) lépésben meghatározott éves csapadék értéke legyen.
- 4.) A napi közép- és minimumhőmérséklet területi átlagait a tanuló időszak adatai alapján, a nedves/száraz futamokra külön-külön paraméterezve feltesszük, hogy a hőmérséklet bármely évben megközelíthető egy szinuszos hullámfüggvényre és egy attól, mint „alapvonalról” való perturbációval. Itt a perturbációt egy AR(1) sztochasztikus zajmodellel közelítjük, ahol az autoregresszív paramétereket a determinisztikus szinuszos modell hibastatisztikáiból nyerjük.

II. A skaláris adatok területi leképezésének fázisa:

- 5.) A 4.) alatti módon generált napi területi átlaghőmérsékletek területi leképezését a domborzat-hőmérséklet ismert korrelációja adja, amelyet a hőmérsékleti értékek területi átlagos gradienseinek a tanuló időszakára jellemző adatai alapján, a nedves/száraz szakaszokra paraméterezett AR(1) sztochasztikus modellel közelítünk:

$$T_{i,j,t} = \bar{T}_t + \frac{1}{2} g_t - g_t \frac{Z_{i,j} - Z_{min}}{Z_{max} - Z_{min}} \quad (11)$$

ahol: $T_{i,j,t}$ - az (i,j) rácselem keresett közepes/minimum-léghőmérséklete a t . napon;

$Z_{i,j}$ - az (i,j) rácselem középpontjának magassága;
 Z_{min} - a vízgyűjtő legalacsonyabb pontja;
 Z_{max} - a vízgyűjtő legmagasabb pontja;
 \bar{T}_t - a közepes/minimum-lég hőmérséklet területi átlaga a t . napon;
 g_t - a lég hőmérséklet gradiense a t . napon.

- 6.) A 3.) alatti csapadékadatok leskalázása és kitérkepezése hasonlósági alapon történt a klimatológiai raszter-adatbázisokból, vagyis a tanuló időszak raszteradatai közül véletlenszerűen kikeresünk azokat az eseteket, amelyek a jelen helyzethez bizonyos mértékig hasonlóak (azonos a nedves napok száma, és a futamcsapadék (lásd a 3.) alatt) adott tūrés mértéken belül (pl. 5%, ami futtatási paraméter) közeli a jelen értékhez). Ezek közül véletlenszerűen kiválasztunk egy megtörtént esetet, és a generált csapadékeseményt ehhez arányosítjuk térben és időben egyaránt.

Hibakorrekció a DIWA-SDSWG időjárás-generátor alkalmazásával

A DIWA hidrológiai modell futtatásához szükség volt a napi átlag- és minimumhőmérséklet, valamint a csapadék rácsponti adataira. Ezeket – mint említettük – a CARPATCLIM adatbázis és a RegCM4 szimulációi biztosították. Ezek azonban mind csak egy-egy konkrét időszorként jelennek meg (a múlt, illetve a jövőre vonatkozóan), amelyek csupán egy lehetséges realizációját jelentik a valóságnak – azaz úgy kell rájuk tekintenünk, mint egy teljes populációból vett egyetlen mintára.

A teljes populáció variabilitását, belső tulajdonságait leíró statisztikai jellemzőinek előállításához lehetséges valamely megfelelő, térben osztott sztochasztikus időjárás-generátor paraméterein keresztül leírás. Esetünkben a HYDROInform Bt. által korábban kifejlesztett DIWA-SDSWG (HYDROInform 2012) továbbfejlesztett változatát alkalmaztuk. A DIWA-SDSWG-vel rendre 100 év hosszúságú szekvenciákat, idősorokat állítottunk elő, amelyhez a hőmérséklet, a száraz és nedves tartamok, valamint a csapadékmennyiség eloszlásának paramétereire volt szükség. A nedves tartamok megállapításánál bevezettünk egy 1 mm-es mennyiségi küszöböt, valamint a területi kiterjedésre vonatkozóan is meghatároztunk egy határértéket (100 km²-es összefüggő terület), hogy egy-egy rácspontban történő, vagy éppen elenyésző mennyiségű csapadék ne módosítsa a száraz/nedves tartamok arányát, illetve hosszát.

A fenti, a DIWA-SDSWG leírás 6.) pontjához tartozóan a csapadék napi leskalázásához és kitérkepezéséhez a historikus időszakhoz a CARPATCLIM, a jövőbeli időszakhoz a RegCM4 adatbázisokat használtuk.

A RegCM4 szimulációi esetén is fennállt az RCM-ekre általában jellemző szisztematikus hiba, ezért mielőtt a hidrológiai modell bemenetét szolgáltatnánk volna az idősorok, hibakorrekciót végeztünk el. Ehhez a DIWA-SDSWG paramétereit alkalmaztuk, nevezetesen, először külön-külön meghatároztuk a megfigyelési adatbázis (CARPATCLIM)

és a RegCM4 modellszimuláció DIWA-SDSWG eloszlásfüggvényeinek paramétereit a referencia időszakra (1972–2001). Ezt követően pedig a RegCM4-re számított paramétereket a CARPATCLIM-ből meghatározottakhoz illesztettük additív (12), illetve multiplikatív (13) összefüggést használva (Kis és társai 2020):

$$x_{korrigált} = x_{nyers} + (x_{megfigyelt} - x_{nyers}) \quad (12)$$

$$x_{korrigált} = x_{nyers} \cdot \frac{x_{megfigyelt}}{x_{nyers}} \quad (13)$$

A paraméterezést a két jövőbeli időszakra (2021–2050 és 2069–2098) is elvégeztük a RegCM4 szimulációja alapján, azzal a feltételezéssel élve, hogy a paraméterek eltérései megegyeznek a referencia időszakra vonatkozó értékekkel. Így azonos mértékű (arányú) korrekciót alkalmaztunk rajtuk, mint a referencia időszak esetén.

A Monte-Carlo elemzés áttekintése

A fent bemutatott elemzési modellkoncepcióból jól levezethető, hogy az MC ciklusba ágyazott SDSWG és DIWA modellpár többszöri, egymástól független futtatása a kimeneti oldalon előállít annyiszor 100 év hosszú hidrológiai válaszszekvenciát, amennyit csak akarunk, vagy amennyi addig összejön, ameddig a ciklus konvergenciája be nem fejeződik. Mivel a meghajtó meteorológiai adatok esetenként 100 év hosszú szekvenciái azonos valószínűséggel lehetséges realizációi a valóságnak, ezért a hidrológiai válaszokról (esetünkben a lefolyásról a tiszabecsi vízmércénél) is elmondható ugyanez. Ebből pedig következik, hogy a becslés bizonytalanságait az MC alatt kinyert független realizációk statisztikai jellemzői szolgáltatják, míg az általunk keresett eloszlást azok várható értékei. Az MC mintavételezés során minimum 100 ciklust tekintettünk, továbbá definiáltunk egy kilépési kritériumot: akkor tekintettük befejezettnek az algoritmust a k . MC ciklusban, ha a $(k-1)$. lépésig generált független eloszlások paramétereinek átlagának és szórásának megváltozása a k . figyelembevételével nem haladta meg a 10^{-2} értéket. Jelen vizsgálatban ez nagyságrendileg 800-1200 MC ciklust jelentett, azaz ennyiszor 100 év hosszúságú idősor áll rendelkezésünkre, amelyek mind egy-egy lehetséges, azonos valószínűséggel bekövetkező scenáriót jelentenek.

ESETTANULMÁNY A FELSŐ-TISZA VÍZGYŰJTŐJÉRE

Az új szemlélet mentén kidolgozott elemzési koncepciókat egy, a Felső-Tisza vízgyűjtőre elvégzett elemzés példáján keresztül mutatjuk be, amely árvízvédelmi és vízkészlet-gazdálkodás szempontból kiemelten fontos terület. Amint az ismert, a Felső-Tisza vízgyűjtőn a domborzatból és a klimatikus körülményekből adódóan nyáron és tavasszal meglehetősen gyakran lehet árvízzel számolni. Itt a nagyobb árhullámokat általában a hóolvadás vagy egy-egy nagyobb csapadékesemény okozza, sőt, az is előfordulhat, hogy a két hatás összeadódik, mely aztán extrém árvízi eseményhez vezet, erre példa 2001 tavaszának rekord-árvize. Az áradások meglehetősen hevesek, amelyeket alapvetően a főfolyó meredek völgyekből eredő mellékvízfolyásai által lehozott gyors árhullámok interferenciái váltanak ki. Az elmúlt 30 évben több mint 100 árvízi esemény volt a Felső-Tisza vízgyűjtőn. Gyakoriságuk és súlyosságuk folyamatosan növekedett, mely eddigi maximumait 1998-ban, 2001-ben és 2006-ban érte el (Szabó 2007, Laczi 2021). Ennél, valamint a klímaváltozásnak a klíma-

tikus variabilitásra gyakorolt hatásainál fogva a jövőben várható vízkészletek, és azok szélsőségeinek alakulása iránt az érdeklődés érthető módon meglehetősen nagy a Felső-Tiszán. Az első átfogó, tudományosan is megalapozott klimatikus hatáselemzést a terület vízügyi felelőse, a FETIVIZIG kezdeményezte 2012-ben. Akkor a Svájci Alap finanszírozásának köszönhetően vizsgáltuk – többek között – a klímaváltozásnak az árvízi felszínigörbékre gyakorolt hatását (*HYDROInform 2012*), amelynek eredményeit nemzetközi szinten *Pongrácz és társai (2013)* foglalták össze. Az akkori elemzések megismétlését napjainkra több tényező is indokolta:

- 1) az azóta eltelt évek során a CO₂ kibocsátás tényleges és jövőre becsült mennyiségeinek pontosabbá válása;
- 2) a korábbihoz képest tovább gondolt DIWA-SDSWG időjárás-generátor képességeinek fejlődése;
- 3) az elemzések céljának kiterjesztési igénye, vagyis, hogy ne csupán specifikusan az árvízre, hanem a lefolyásra általánosságban, és azok szélsőségeire is koncentráljunk.

Mindezekén túl, a korábbi elemzésekhez képest jelen kutatás nagyobb hangsúlyt fektet az RCM szimuláció hibakorrekciós módszerének megválasztására; célunk volt, hogy ne csak az éghajlati normálértékeket legyenek képesek megfelelően reprezentálni a korrigált klímamodell-outputok, hanem a hidrológiai szimuláció eredménye is megfelelően reprodukálja a referenciaként alkalmazott adatsor statisztikai tulajdonságait.

Céljaink elérésének kulcsa a DIWA-SDSWG felhasználásával (MC elemzésbe ágyazott szimuláció által) tetőleges hosszúságú (100 év) és számú, azonosan valószínű alternatív meteorológiai valóság – mint peremfeltétel a DIWA hidrológiai modell bemenetén – generálása, mely által képesek vagyunk előállítani bármely (jelenlegi vagy megváltozott) klimatikus variabilitáshoz tartozó hidrológiai válasz-variabilitást, amely aztán az adott vízgyűjtőre jellemző. A megközelítésből jól látható, hogy a korábbi gondolkozástól merőben eltérően itt nem a klímamodell egyedi kimenetével hajtunk meg egy hidrológiai rendszert és számolunk belőle hidrológiai jövőt, hanem a sztochasztikus időjárás-generátor révén annyi, azonosan valószínű alternatív valóságot vagyunk képesek figyelembe venni, amennyi egy korrekt MC elemzés konvergenciakritériumát kielégíti. Ezáltal mondhatjuk, hogy a hidrológiai projekciónk a területre becsült klimatikus variabilitás figyelembevételével megadja annak hidrológiai variabilitását is. A korábbi szemlélethez képest ez az eredmény lényeges különbséget jelent a döntéshozatal számára, mivel ezáltal nem csupán egy skaláris küszöbértékkel szolgálhatunk az adaptációs stratégiákat kidolgozó szakemberek számára, hanem a különböző küszöbök meghaladási gyakoriságának valószínűségével is, ami lényeges minőségi, és egyben gyakorlati különbség. Az esettanulmány végső célja tehát, hogy a célterületre (Felső-Tisza) vonatkozó klimatikus variabilitások trendjét levetítsük a hidrológiai variabilitások

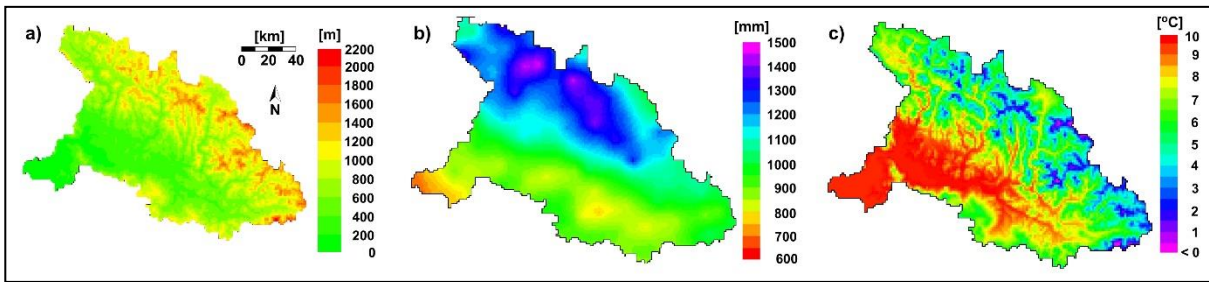
trendjére, ezzel segítve a döntéshozók megfelelő hosszútávú stratégia-tervnek kialakítását.

A célterület jellemzése

A Felső-Tisza vízgyűjtő területe 9 707 km². A térség változatos domborzattal rendelkezik: a vizsgált régió 30%-a 1 000 m-nél magasabban fekszik (legmagasabb csúcsa a Radnai-havasokban lévő Nagy-Pietrosz: 2 303 m), de előfordulnak 400 m alatti síkságok is a délnyugati területeken. Összességében véve a teljes vízgyűjtő átlagos magassága 800–900 m. Mivel a hegyoldalak igen meredek, a hegyi patakok nagyvesésűek (80–200 m/km) ezért gyorsan eléri a befogadó vízfolyásaikat (*Andó 2002*). A Felső-Tisza vízgyűjtő talajtípusa jelentős részben homokos vályog, mely a nagyobb homokszemcsék mellett finomabb szemcseméretű összetevőket is tartalmaz, így valamelyest képes tápanyag-raktározásra, ám víztartóképesége meglehetősen gyenge. A terület délkeleti régióiban homok, agyagos vályog, vályog és agyag is megtalálható kisebb területen. A vízgyűjtőt alapvetően lombohullat, a felső régiókban többnyire tűlevelű erdők borítják, de előfordulnak legelők, egyes használatú mezőgazdasági területek, illetve természetes gyepek is (*Kis és társai 2017*).

A 3. ábrán a Felső-Tisza vízgyűjtő domborzata, továbbá átlagos középhőmérsékletének és csapadékmennyiségének térbeli eloszlása látható a CARPATCLIM (*Spinoni és társai 2015*) adatai alapján, az 1972–2001 időszakra vonatkozóan. Ez alapján is mondható, hogy a teljes vízgyűjtőt tekintve az évi átlagos középhőmérséklet 6,1 °C, melynek szórása nem haladja meg a 0,7 °C-ot. A vizsgált időszakban a legmelegebb év 1994, a leghidegebb 1980 volt, rendre 7,5 °C és 5,0 °C értékekkel. A hőmérséklet maximumai jellemzően nyáron, minimumai télen jelentkeznek; a legmelegebb hónap a július (átlagosan 15,8 °C), a leghidegebb a január (átlagosan -4,4 °C). A csapadékot tekintve az évi átlagos összeg 1075 mm a Felső-Tisza vízgyűjtőn, de az egyes évek között természetesen lehetnek nagyobb eltérések is. A vizsgált időszakban két kiemelkedően csapadékos év fordult elő (1998 és 2001 1400 mm-t meghaladó évi összeggel), az átlagosnál jelentősen szárazabb viszonyok pedig egy évben, 1990-ben jelentkeztek (900 mm alatti csapadékösszeggel). A legcsapadékosabb hónap június és július (~130 mm/hó), a legszárazabb február (54 mm/hó) – a Magyarországon jellemző éven belüli eloszláshoz hasonlóan.

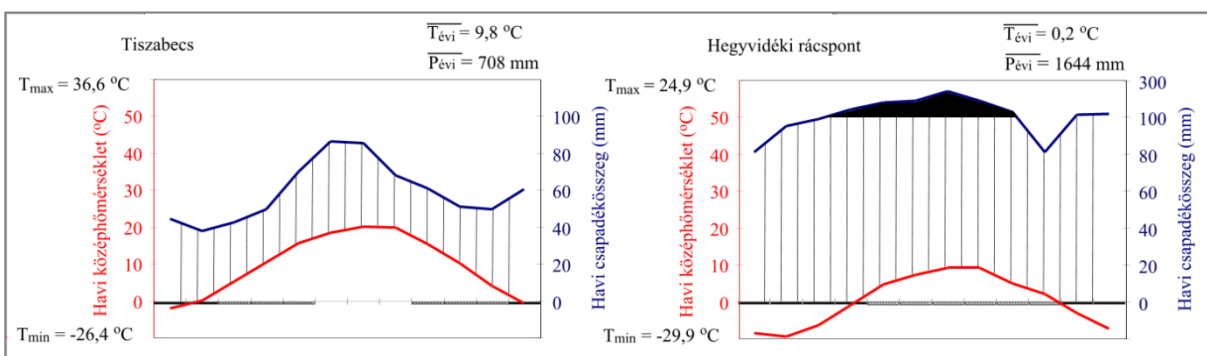
A térképekről (3. ábra) könnyedén leolvasható, hogy a vízgyűjtő éghajlatára – várakozásainknak megfelelően – jelentős hatással van a domborzat, vagyis a nagyobb tengerszint feletti magassággal rendelkező területek hűvösebbek és nedvesebbek a síkvidéki régióknál. A Felső-Tisza-vidék keleti, északkeleti felén (jellemzően 1000 m feletti magasságokban) 3–6 °C az évi átlaghőmérséklet, az éves átlagos csapadékösszeg pedig meghaladja az 1200 mm-t. Ezzel szemben a 600 m alatt fekvő nyugati, délnyugati területeken az évi átlaghőmérséklet 8–10 °C-ra emelkedik, az évi átlagos csapadékösszeg pedig 900 mm alá csökken.



3. ábra. A Felső-Tisza-vidék domborzata (a), évi közepes csapadékmennyisége (b) és átlagos éves középhőmérséklete (c)
Figure 3. Topography (a), annual mean precipitation sum (b) and annual mean temperature (c) in the Upper-Tisza catchment

A 4. ábrán a Felső-Tisza vízgyűjtő két állomásának (Tiszabecshez közeli síkvidéki rácspont: é. sz. 48,1°; k. h. 22,8°; hegyvidéki rácspont: é. sz. 48,6°; k. h. 23,9°) Walter-Lieth jellegű klímadiagramja (Walter és Lieth 1960) látható, amely a CARPATCLIM 1972-2001 időszakra vonatkozó adatai alapján készült. Ezek a diagramok is alátámasztják, hogy a terület éghajlata alapvetően hűvös és nedves, de a domborzat igen jelentős hatást gyakorol a klimatikus viszonyokra, ezért a vízgyűjtőn belüli egyes régiók közötti különbség meglehetősen nagy. A középhőmérséklet évi menete mindkét rácspont esetén hasonló a teljes vízgyűjtőn jellemző eloszláshoz, nyári maximumokkal és téli minimumokkal. A leghidegebb hónap a síkvidéki rácspontban január (-1,9 °C), a hegyvidéki pontban február (-9,3 °C). A legmelegebb hónap mindkét esetben július (rendre 20,3 °C és 9,2 °C). A vizsgált időszak abszolút minimumhőmérsékletei között nem olyan markáns a különbség (síkvidék: -26,4 °C; hegyvidék: -29,9 °C), ám az abszolút maximumhőmérséklet esetén már jelentős, 10 °C-ot meghaladó eltérés mutatkozik (36,6 °C és

24,9 °C). Az abszolút hőingás mindkét esetben meglehetősen nagy. Összességében tehát a síkvidéki rácsponton magasabb a hőmérséklet (évi átlag 9,8 °C); a havi átlagérték három hónapban esik 0 °C alá, bár fagyveszélyes időszak a nyári hónapok kivételével bármikor előfordulhat. A kiválasztott magasabb tengerszint feletti rácspontban az éves átlaghőmérséklet csupán 0,2 °C és a novembertől márciusig tartó időszakban a minimumhőmérsékletek átlaga fagypont alatti (fagyveszély pedig az év bármely hónapjában felléphet). A csapadék a hegyvidéki rácspont esetén egyértelműen magasabb, vízellátottság szempontjából több hónap is a szuperhumid kategóriába esik (> 100 mm/hó). A csapadék éven belüli eloszlása a Tiszabecshez közeli rácspontban jellegzetes évi menetet mutat, nyári maximumokkal (~85 mm/hó) és tél végi, kora tavaszi minimumokkal (~40 mm/hó). A hegyvidéki rácspont esetén kiegyenlítettebb az eloszlás, bár a nyári maximum (akár 240 mm/hó) itt is megjelenik, a minimum (~80 mm/hó) pedig januárban és októberben figyelhető meg.

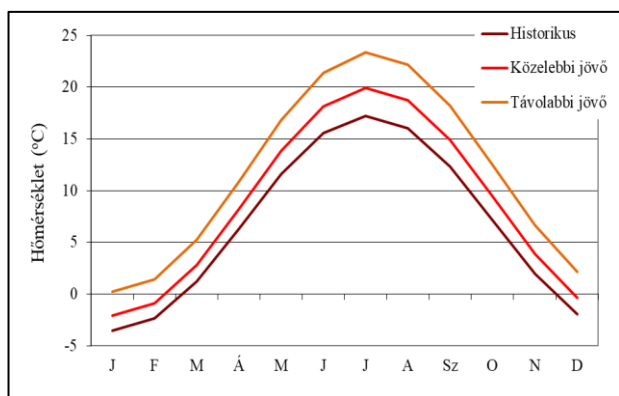


4. ábra. A Felső-Tisza-vidék két kiválasztott rácspontjára (Tiszabecs: é. sz. 48,1°; k. h. 22,8°; hegyvidéki rácspont: é. sz. 48,6°; k. h. 23,9°) vonatkozó Walter-Lieth jellegű klímadiagram. A függőleges vonalak a „humid” időszakot, a feketével jelölt rész a „szuperhumid” időszakot jelöli

Figure 4. Walter-Lieth diagrams for two selected grid points (Tiszabecs: 48.1°N; 22.8°E; mountainous grid point: 48.6°N; 23.9°E) in the Upper-Tisza catchment. Vertical lines indicate “humid” period, the black part of the diagram shows the “superhumid” period

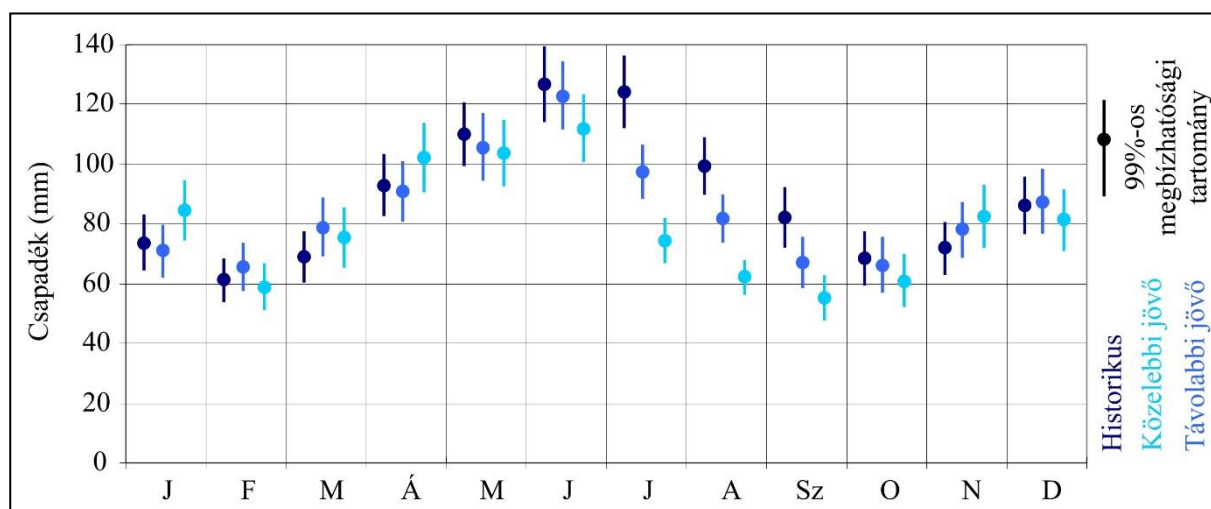
A RegCM4 klímamodell becslései szerint a XXI. században a hőmérséklet emelkedésével számolhatunk a területen (5. ábra). A közelebbi jövőben a májustól októberig terjedő időszakban 2 °C/hó mértékű meghaladó növekedés valószínűsíthető; a legkisebb emelkedés (1,4 °C) januárban várható. A távolabbi jövőre vonatkozó szimuláció minden hónapban jelentős, 4 °C körüli hőmérsékletnövekedést mutat. Ennek következtében a XXI. század végére a sokévi átlagokat tekintve fagymentes lesz a terület még az év leghidegebb hónapjában, januárban is, holott a historikus időszakban

télen jellemzően 0 °C alatti volt az átlaghőmérséklet a vízgyűjtőn. A legmarkánsabb változások (> 5 °C) ez esetben is május és október között várhatók. Júliusban és augusztusban 6 °C-nál is nagyobb lehet a hőmérsékletemelkedés, így a legmelegebb hónapok a korábban jellemző 17 °C-os átlagértékek helyett akár 23 °C-osak is lehetnek majd a XXI. század végére. A hőmérséklet alapvető markáns évi menetét tekintve nem valószínűsíthető változás a jövőben, mivel továbbra is júliusban és januárban jelentkeznek a maximális, illetve a minimális átlagértékek.



5. ábra. A vízgyűjtő területre átlagolt napi középhőmérsékletek sokévi átlagainak alakulása a RegCM4 hibakorrigált szimulációja alapján
 Figure 5. Multi-annual mean of the spatial averages of daily temperature in the catchment based on the bias-corrected RegCM4 simulations

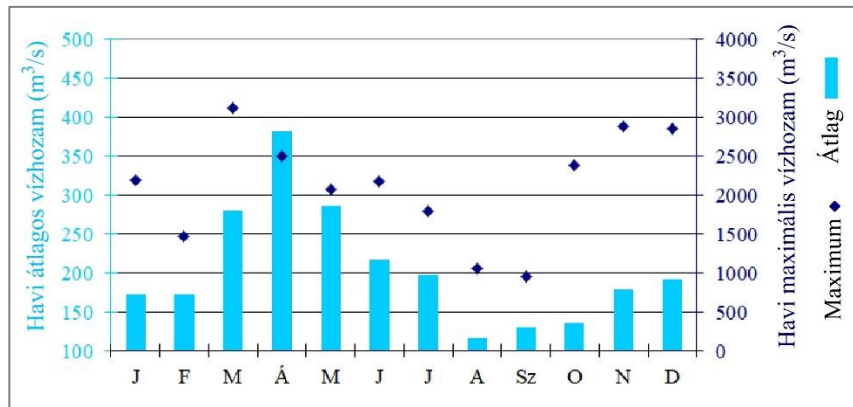
A jövőre vonatkozó RegCM4 szimulációk szerint a legtöbb hónapban kevesebb lesz az átlagos csapadékmennyiség, mint a referencia időszakban volt (6. ábra). Májustól szeptemberig a közlebbi jövőre egy kisebb mértékű, a távolabbi jövőre jelentősebb csökkenés becsülhető. A legnagyobb mértékű szárazodás nyáron valószínűsíthető: júliusban a XXI. század végére akár a -40%-ot is meghaladhatja a várható változás, valamint augusztusban és szeptemberben is 30% feletti a projektált csökkenés. Ugyanakkor januárban, áprilisban és novemberben 10% körüli növekedést becsül a modell a távolabbi jövőre. Összességében tehát elmondható, hogy a XXI. század végére a csapadék éven belüli eloszlása várhatóan kiegyenlítettebb lesz, hiszen a jelenleg legnedvesebb évszakunkban, nyáron csökkenés, míg a napjainkban szárazabb hónapokban a havi csapadék-összeg növekedése valószínűsíthető.



6. ábra. A havi átlagos csapadékösszegek a historikus és a jövőbeli időszakokban a RegCM4 hibakorrigált szimulációja alapján
 Figure 6. Monthly mean precipitation sum in the historical period and in the future time periods based on the bias-corrected RegCM4 simulations

A tiszabecsi szelvényen az átlagos napi vízhozam $212 \text{ m}^3/\text{s}$ volt az 1960-2003 időszak megfigyelései alapján. Maximumát ($3\,940 \text{ m}^3/\text{s}$) 1970 májusában, minimumát ($11 \text{ m}^3/\text{s}$) 1994 augusztusában érte el. Általánosan jellemző, hogy a legmagasabb havi átlagos vízhozamok tavasszal jelentkeznek – $> 280 \text{ m}^3/\text{s}$ az egyes hónapokban; 7. ábra –, amikor a csapadékmennyiség ugyan nem túl magas, azonban a hóban tárolt felhalmozódott vízkészlet lefolyássá alakulása jelentős szerepet játszik ebben az időszakban. A legalacsonyabb átlagértékek augusztus-október között figyelhetők meg – az egyes hónapokban kevesebb mint $140 \text{ m}^3/\text{s}$ az átlagos vízhozam –, amelyet az alacsony csapadékösszegek mellett a fokozott párolgás eredményez. Azt azonban világosan látni kell, hogy a Felső-Tisza maximális vízhozamainak historikus adatait a belépő tiszabecsi szelvényben a va-

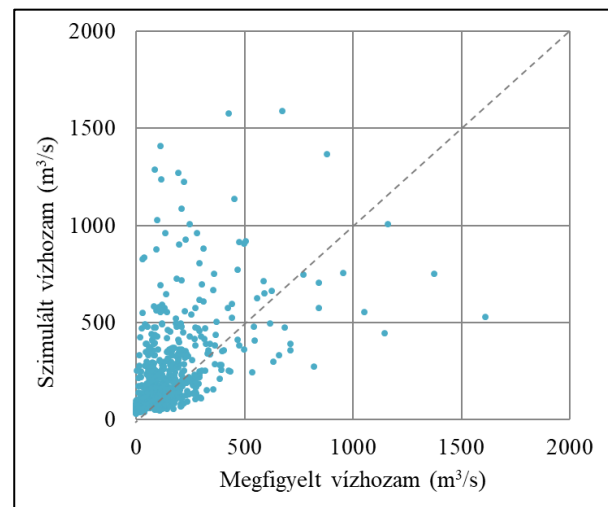
lóságoshoz képest erősen módosítja az a tény, hogy a korábbi évtizedekben a nagyobb árvizek alkalmával az ukrán árvédelmi rendszerek elégtelenségei okán egy-egy extrém árhullám esetén kiöntött a folyó, s ezáltal jelentős mennyiségű víz hagyta el a Tisza és mellékvíz-folyásainak medrét, hullámterét az ukrán területeken. Napjainkra ez a víztöbblet – a 2001-es árvízi eseményeket követően – a megerősített ukrán védelmi rendszer következtében a folyóban maradna és így a jövőben már a teljes, kiöntésmentes árhullámokra lehet majd számítani a magyarországi határszelvényben. Csak példaként említjük a 2001-es tavaszi árhullámot, amikor is mintegy $150\text{--}180$ millió m^3 víz hagyta el a folyót az ukrán folyószakaszokon. Ez napjainkra már nem fordulhat elő, ezért is indokolt időnként az ilyen elemzések megismétlése, aktualizálása.



7. ábra. Havi átlagos és maximum vízhozamok (m^3/s) a tiszabecsi szelvényre vonatkozóan
Figure 7. Monthly mean and maximum water discharge values (m^3/s) in Tiszabecs

Az eredmények értékelése

Az esettanulmány során kapott eredményeink ismeretetésének első lépéseként a DIWA modellnek a célterületre vonatkozó adekvát mivoltát igazoljuk. A hidrológiai modell kalibrációját Tiszabecs állomásra egy két-éves időszakra végeztük el (2000.05.01. - 2002.04.30.), amely során egy jelentős (rekord) árhullám és egy hosszabb kisvízű időszak egyaránt megfigyelhető volt. A CARPATCLIM napi csapadék, minimum- és középhőmérséklet idősoraival meghajtott DIWA modell vízhozam-szimulációit a tiszabecsi szelvényben megfigyelt vízhozam adatokhoz igazítottuk a modell különböző paramétereinek (például a hóolvadás kritikus hőmérséklete, az O-horizont – azaz a talaj legfelső, alapvetően szerves komponensekből álló rétege – és a felszín maximális tározókapacitása) finomhangolásával. A DIWA szimuláció megfelelően reprezentálta a kalibrációs időszakban fellépő csúcsértéket, bár kissé alulbecsülte a megfigyelést (Kis és társai 2017). Ezt az időszakot tekintve a négyzetes eltérés $200 m^3/s$, az átlagos eltérés $12 m^3/s$, a négyzetes korrelációs együttható pedig $0,6$ volt. A 8. ábrán az 2002.05.01. – 2004.04.30. időszakra vonatkozó pontdiagram látható a megfigyelt és a CARPATCLIM-mel meghajtott DIWA szimuláció eredményeként kapott vízhozam értékek alapján, Tiszabecsre vonatkozóan. Megállapíthatjuk, hogy a megfigyelt és a szimulált értékek között nincs szisztematikus eltérés, hiszen az alul- és felülbecslések hasonló mértékben és elemszámban fordulnak elő, továbbá láthatjuk, hogy az egyes pontok viszonylag közel helyezkednek el a tökéletes egyezést reprezentáló szaggatott szürke vonalhoz ($y = x$, normál egyenes). Tehát a hidrológiai modell kalibrációjának eredményeként a validációs időszakban a modell nem mutat szisztematikus hibát; a négyzetes eltérés $212 m^3/s$ -nak, az átlagos eltérés $83 m^3/s$ -nak, a négyzetes korrelációs együttható $0,3$ -nak adódott. Így céljainknak megfelelően megbízhatónak tekinthetjük a hidrológiai modell MC szimulációs alkalmazását és az így kapott eredményeket a Felső-Tisza vízgyűjtőjére.

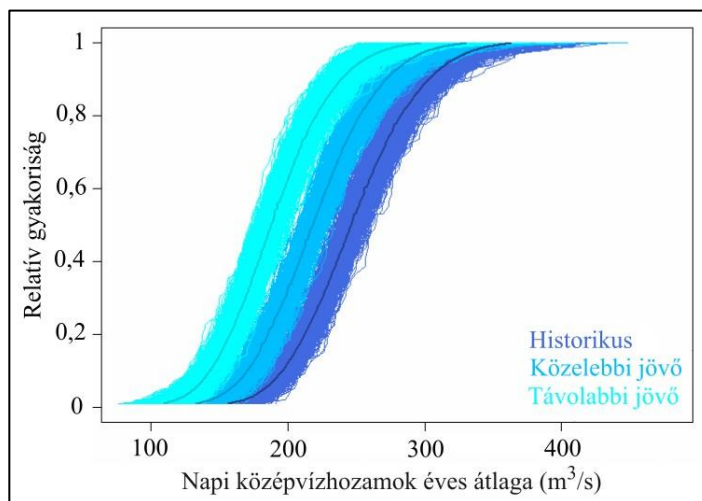


8. ábra. Pontdiagram a megfigyelt és a CARPATCLIM adatbázis adataival végzett DIWA szimuláció eredményeként kapott vízhozam értékek alapján Tiszabecsre vonatkozóan
Figure 8. Scatter-plot diagram of water discharge values based on the observations and the CARPATCLIM-driven DIWA simulations for Tiszabecs

Az MC rendszerbe ágyazott DIWA-SDSWG által generált meteorológiai paramétereinek felhasználásával tetszőleges számú, potenciálisan azonos valószínűséggel bekövetkező, 100 év hosszúságú napi vízhozam idősort állítottunk elő a DIWA felhasználásával három időszakra vonatkozóan: historikus, közelebbi és távolabbi jövő. Az MC algoritmusba ágyazva tehát fix, 100 év hosszúságú sztochasztikusan generált napi meteorológiai idősorokat generáltunk, és ezekkel hajtottuk meg a DIWA hidrológiai modellt. Az MC-szimulációs futtatásaink alapján mondhatjuk, hogy egy meglehetősen szigorú kilépési kritérium eléréséhez – amelyet a módszertani fejezetben részletesen ismertettünk – átlagosan 750 darab független, egyenként 100 év hosszúságú napi adatot generáltunk. Ez átlagosan 75 000 véletlen – de reális – szintetikus előállított hidrológiai év bemenő adatait jelenti. Tekintve, hogy mind a hidrológiai-, mind az időjárás-generátor-modell validációja szisztematikus hibáktól mentes, elemzéseink eredményét adekvátnak tekinthetjük.

Az MC rendszerbe ágyazott DIWA szimulációk alapján meghatároztuk a napi középvízhozamok éves átlagának eloszlását a három vizsgált időszakra vonatkozóan (9. ábra). Eredményeink szerint a napi középvízhozamok éves átlagát tekintve a jövőben annak csökkenésére szá-

míthatunk a vizsgált területen, ami a vízgyűjtőn az éves lefolyás csökkenését jelenti. A Kolmogorov-Szmirnov próba alapján az eloszlásfüggvények eltérése mind a közelebbi, mind a távolabbi jövőben szignifikáns a historikus időszakhoz képest (Kis 2018).



9. ábra. Napi középvízhozamok éves átlagának (m^3/s) eloszlása a historikus, a közelebbi és a távolabbi jövőben (a vékony vonalak az egyes futásokat jelölik, a vastagabb vonalak azok átlagát) (Kis és társai 2018)

Figure 9. Distribution of the annual mean of daily water discharge (m^3/s) in the historical period, in the near and the far future (thin lines indicate the individual simulations, thicker lines show their mean) (Kis et al. 2018)

A középvízhozamok éves változása a XXI. század közepén még kisebb mértékű, sőt egyes szimulációk növekedést mutatnak a historikus időszakhoz képest, azonban a szimulációk átlaga egyértelmű csökkenést jelez. A XXI. század végére még hangsúlyosabb ez a tendencia. Az átlagos relatív változás az 50. percentilis esetén rendre 12%, illetve 24% a közelebbi és a távolabbi jövőre vonatkozóan. Fontos eredmény továbbá, hogy az alacsony vízhozamokhoz tartozó átlagos relatív változás várhatóan nagyobb lesz, mint a magasabb percentilis értékek esetén becsült csökkenés. Az eloszlásfüggvények havi bontásban való vizsgálatakor is elvégeztük a Kolmogorov-Szmirnov próbát, amely alapján júliusban, augusztusban és szeptemberben a közelebbi és a távolabbi jövőre vonatkozóan is szignifikánsak az eltérések a szimulációk átlagát tekintve. Továbbá a XXI. század végén októberben, illetve az áprilistól júniusig tartó időszakban is szignifikánsak a valószínűsíthető változások.

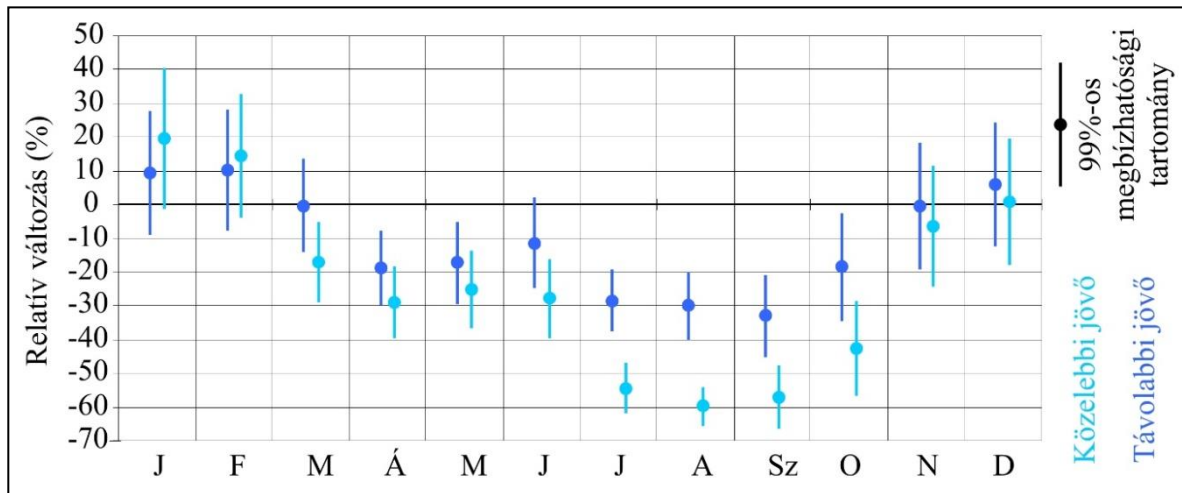
A 10. ábrán a napi középvízhozamok 50. percentilisének relatív változását tüntettük fel a két jövőbeli időszakra vonatkozóan. Mindkét esetben a historikus időszak volt a viszonyítási alap. A relatív változást minden egyes szimulációra külön-külön meghatároztuk és a grafikonon azok átlagát (pöttyök), valamint a 99%-os megbízhatósági tartományt jelenítettük meg. Eredményeink azt mutatják, hogy a változások minden esetben a XXI. század végére lesznek hangsúlyosabbak. Áprilistól októberig a teljes 99%-os megbízhatósági tartományra csökkenés jellemző. Szembetűnő, hogy a legnagyobb változás nyáron valószínűsíthető. A közelebbi jövőben ~30% a becsült csökkenés, de a XXI. század végére augusztusban a 60%-ot is meghaladhatja a változás mértéke, továbbá júliusban és szeptemberben is jelentős a csökkenés (átlagosan rendre 54% és 57%). A többi hónapban is a napi középvízhozamok csök-

kenésére számíthatunk a szimulációk alapján, kivéve januárban és februárban. Ezekben a hónapokban a XXI. század közepére a szimulációk ~90%-a, a XXI. század végére a szimulációk 98%-a szerint valószínűsíthető növekedés, amely az átlagot tekintve 10–20%-os változást jelent. Novemberben és decemberben nem várható jelentős módosulás; a szimulációk átlaga szerint a relatív változás 0% körüli. A napi középvízhozamok elemzése során kapott eredményeink szinkronban vannak a vízgyűjtőre becsült jövőbeli éghajlati viszonyokkal: jól megfigyelhető a nyári csapadékmennyiség csökkenésének, valamint az általános hőmérsékletemelkedésnek a következménye.

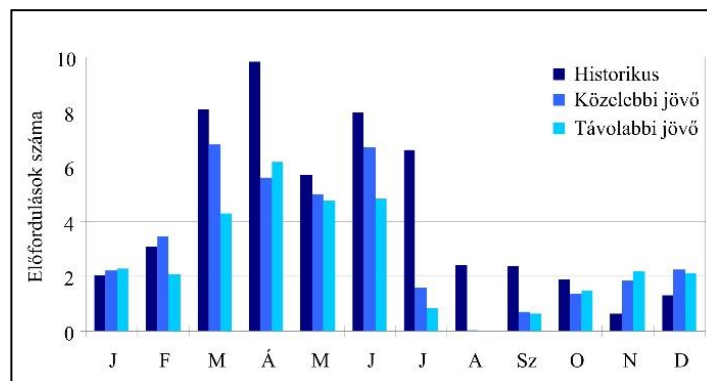
A területre jellemző prioritásokat is figyelembe véve vizsgálatunkban kitértünk a harmadfokú árvízvédelmi készültségi szintet meghaladó esetek számának elemzésére is. Eredményeink szerint a harmadfokot is meghaladó esetek számában éves szinten szignifikáns csökkenés várható: a közeli jövőre -30% körüli, a távoli jövőre -40% körüli a becsült változás. Ez konkrétan azt jelenti, hogy míg a historikus időszakban 100 éven belül átlagosan 52-szer fordult elő harmadfokú árvízvédelmi készültségi szintet meghaladó árhullám, addig a XXI. század közepére ez már csak 38, a XXI. század végére pedig 32 esetet jelent majd a szimulációk szerint. Másként fogalmazva, míg a historikus időszakban a vízállás átlagosan minden második évben meghaladta a harmadfokú árvízvédelmi készültségi szintet, addig a távolabbi jövőben ez átlagosan már csak háromévente fog előfordulni. A harmadfok meghaladásának éven belüli (havi) eloszlását tekintve megállapíthatjuk, hogy a historikus időszakban a márciustól júliusig tartó időszakban volt tapasztalható a legnagyobb gyakoriság (11. ábra). Ekkor 100 évente átlagosan 6–10 ilyen esemény lépett fel az adott hónapban. Az éven belüli eloszlás jellege a jövőben is megmarad, csupán az esetszámok

csökkennek (a legnagyobb gyakorisággal rendelkező hónapokban sem fordul elő 100 évente átlagosan hétnél többször). Ebben az időszakban márciusban és áprilisban várható a legnagyobb csökkenés, hiszen a jövőre becsült általános melegedés következményeként kevesebb lesz a havazás, s így a hóban tárolt vízkészlet is, amely jellemzően ezekben a hónapokban okozhatja áradásokat. November és február között növekedés valószínűsíthető, amely egyértelműen kapcsolatban áll a téli évszakra becsült általános csapadéknövekedéssel. Februárban a XXI. század közepére még mintegy 10%-os növekedés valószínűsíthető a harmadfokú árvízvédelmi készlet szintek meghaladási

számában, az évszázad végére azonban már 30%-ot meghaladó csökkenést jeleznek a szimulációk. A legjelentősebb csökkenés a július és szeptember közötti időszakban valószínűsíthető; eredményeink szerint a jövőben augusztusban egyáltalán nem lesz olyan magas a vízállás, hogy meghaladja a harmadfokú árvízvédelmi készlet szintet. Ebben a nyár végi csökkenő tendenciában az erre az évszakra becsült szárazodás is szerepet játszik: a kevesebb csapadék eredményeként alacsonyabb vízállások lesznek jellemzőek, így ha meg is jelenik egy-egy nagyobb árhullám, azt a korábbiakhoz képest a szokásosnál alacsonyabb mederteltség okán könnyedén el tudja majd vezetni a folyó.



10. ábra. Napi középvízhozamok (m^3/s) 50. percentilisének relatív változása az egyes hónapokban
Figure 10. Relative change of the 50th percentiles of daily water discharge (m^3/s) for each month

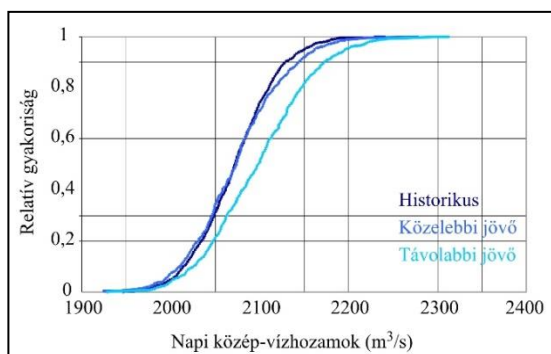


11. ábra. Harmadfokú árvízvédelmi készlet szintet meghaladó esetek átlagos előfordulása 100 éven belül
Figure 11. The average number of cases when the water level exceeds the level-3 flood warning in 100 year

Mindezek mellett meghatároztuk minden időszakra és azon belül minden 100 évre az adott szint feletti napi középvízhozamok átlagát is, és összehasonlítottuk ezek eloszlásait (12. ábra). Eredményeink azt mutatják, hogy a XXI. század végén szignifikánsan nagyobb lesz a harmadfokú árvízvédelmi készlet szintet meghaladó víztömeg egy napra eső átlagértéke. Ez és a fenti megállapítások együttesen azt a konklúziót valószínűsítik, hogy a jövőben ugyan kevesebb árvízi eseménnyel kell majd szembenéznünk, de azok az eddig megszokottaknál súlyosabbak lehetnek.

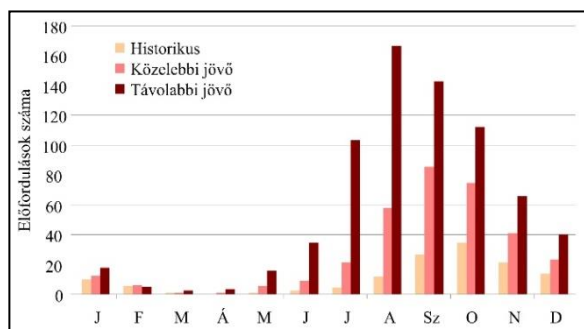
Mivel elemzéseink során az extrémítás mindkét irányának várható alakulására kíváncsiak voltunk, a harmadfokú árvízvédelmi készlet szintet meghaladó

esetek száma mellett meghatároztuk a mérceszelvényhez tartozó kritikus alsó szintmeghaladási eseteket is. Ehhez első lépésben meghatároztuk a tiszabecsi szelvény elmúlt 100 év historikus vízhozam adataiból az éves minimumok sokévi átlagát, mint a referencia időszakra jellemző statisztikailag elfogadható alsó korlátot, ami $101 m^3/s$ -nak adódott. Majd mindhárom időszakra meghatároztuk az MC-szimulációk minden 100 évére, hogy hány alkalommal volt a vízhozam havi bontásban ekkora, vagy ennél kisebb, és azt átlagoltuk (13. ábra). Eredményeink egyértelműen azt jelzik, hogy június és szeptember között a kritikus alsó szintmeghaladások szignifikáns növekedése valószínűsíthető, amely a XXI. század végére kifejezetten markáns lesz.



12. ábra. A harmadfokú árvízvédelmi készütségi szint feletti napi középvízhozamok eloszlása (Kis 2018)

Figure 12. Distribution of daily water discharge exceeding the level-3 flood warning (Kis 2018)



13. ábra. Kritikus kisvízhozamok alsó szintmegaladási esetek számának havi alakulása

Figure 13. Number of cases under the critical low water discharges level in each month

ÖSSZEGZÉS ÉS KÖVETKEZTETÉSEK

Kutatásunkban az éghajlatváltozás hidrológiai hatását elemeztük a Felső-Tisza vízgyűjtő példáján keresztül. A téma aktualitását indokolja, hogy a megváltozott klimatikus viszonyok okozta esetleges károk mérséklésének érdekében adaptációs stratégiákat szükséges kidolgozni, amelyekhez elengedhetetlen a jövőben várható tendenciák minél pontosabb becslése. Vizsgálatunk során az állomási mérések felhasználásával összeállított CARPATCLIM adatbázis szolgált referenciaként. Ennek segítségével kalibráltuk a célterületre a fizikai alapú, osztott hidrológiai modellt, a DIWA-t, valamint ezt használtuk a RegCM4 regionális klímamodell-outputok szisztematikus hibáinak kiküszöbölésére. A hibakorrekciós eljárás MC-rendszerbe ágyazott sztochasztikus időjárás-generátorral történt, amelynek eredményeként több száz, azonos valószínűséggel bekövetkező meteorológiai idősor állt rendelkezésünkre mind a historikus múltbeli, mind a két kiválasztott jövőbeli időszakra (XXI. század közepe és vége) vonatkozóan.

A lefolyás elemzéséhez szimulációkat végeztünk a DIWA modellel, figyelembe véve az összes lehetséges meteorológiai peremfeltételt mind a három időszakra. Eredményeink azt mutatják, hogy a jövőben csökkenni fog az éves lefolyás. Ezt alátámasztja a területre vonatkozó éghajlati becslés is, miszerint a XXI. század végére melegebb és szárazabb klimatikus körülmények várhatók. A napi középvízhozamok legjelentősebb csökkenése júliusban és augusztusban valószínűsíthető. Vizsgálatunkban kitértünk az extrémumok elemzésére is, és úgy találtuk, hogy

a kritikus alsó szintmegaladási esetek a június és szeptember közötti időszakban markánsan növekedni fognak a XXI. század végére. Ugyanakkor a jövőben várhatóan kevesebb lesz a harmadfokú árvízvédelmi készütségi szintet meghaladó esetek száma, tehát kevesebb, azonban a historikus időszakhoz képest esetenként súlyosabb árvizekkel kell szembenéznünk a jövőben. Az adaptációs stratégiákban tehát a tározásnak és a mederbeli lefolyásból ily módon időlegesen kivont vízmennyiségnek, majd későbbi leeresztésének, vízkivétellel párosuló felhasználásának fontos szerepe kell legyen az árvízvédelmi teendők mellett.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Kutatásainkat támogatták:

- az OTKA K-129162 és PD138023 számú projektjei,
- az Éghajlatváltozás Nemzeti Multidiszciplináris Laboratórium az RRF-2.3.1-21-2022-00014 számú projekt keretében,
- valamint a Felső-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság (FETIVIZIG), Nyíregyháza.

Továbbá köszönet az adatokért: CARPATCLIM Database © European Commission – JRC, 2013.

IRODALOMJEGYZÉK

Andó M. (2002). A Felső-Tisza vízrendszer hidrogeográfiai adottságai. Hidrológiai Közöny, 82. évf. 3. sz. pp. 129-141.

Attarod, P., Sadeghi S.M.M, Pypker, T.G., Bagheri, H., Bagheri, M., Bayramzadeh, V. (2014). Needle-leaved trees impacts on rainfall interception and canopy storage capacity in an arid environment. In: New Forests p. 17. <https://doi.org/10.1007/s11056-014-9464-2>

Bardossy, A., Plate, E.J. (1992). Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns. Water Resour. Res., Vol. 28. Issue 5. pp. 1247-1259. <https://doi.org/10.1029/91WR02589>

Bihari Z., Szentimrey T. (2013). CARPATCLIM Deliverable D2.10. Annex 3 – Description of MASH and MISH algorithms. p. 100.

Collins, W.J., Bellouin, N., Doutriaux-Boucher, M., Gedney, N., Halloran, P., Hinton, T., Hughes, J., Jones, C.D., Joshi, M., Liddicoat, S., Martin, G., O'Connor, F., Rae, J., Senior, C., Sitch, S., Totterdell, I., Wiltshire, A., Woodward, S. (2011). Development and evaluation of an Earth-system model – HadGEM2. Geosci Model Dev, Vol. 4. pp. 997-1062. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-1051-2011>

Elguindi, N., Bi, X., Giorgi, F., Nagarajan, B., Pal, J., Solmon, F., Rauscher, S., Zakey, A., Giuliani, G. (2011). Regional climatic model RegCM-User manual. Version 4.3. ICTP, Trieste, Italy. p. 32.

Follum, M.L., Niemann, J.D., Parno, J.T., Downer, C.W. (2018). A simple temperature-based method to estimate heterogeneous frozen ground within a distributed watershed model. Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 22 Issue5. pp. 2669-2688. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2669-2018>

van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., Wu, L. eds. (1999). Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media. Parts 1 and 2, University of California, Riverside, CA. pp. 1-12.

Giorgi, F., Marinucci, M.R., Bates, G.T. (1993a). Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon Wea Rev*, Vol. 121. pp. 2794-2813. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<2794:DOASGR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<2794:DOASGR>2.0.CO;2)

Giorgi, F., Marinucci, M.R., Bates, G.T., DeCanio, G. (1993b). Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon Wea Rev*, Vol. 121. pp. 2814-2832. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<2814:DOASGR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<2814:DOASGR>2.0.CO;2)

von Hoyningen-Huene, J. (1981). Die Interzeption des Niederschlags in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. In: *Arbeitsbericht Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, DVWK, Braunschweig*, p. 63.

HYDROInform Bt. (2012). "Az árvízvédelmi információs rendszer fejlesztése a Felső-Tisza vízgyűjtőjén", SH/2/1 reg. sz. projekt. "Az árvízi lefolyás elemzése" résztema összefoglaló tanulmány. A tanulmány megrendelője: Felső-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság (FETIVIZIG), Nyíregyháza. A projekt támogatója: Swiss Hungarian Cooperation Programme. p. 36.

IPCC (2021). Summary for Policymakers. In: *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, and B. Zhou [eds.]). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 3-31. doi:10.1017/9781009157896. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>

Katz, R.W., Parlange, M.B. (1998). Overdispersion phenomenon in stochastic modeling of precipitation. *J. Clim.*, Vol. 11. Issue 4. pp. 591-601. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<0591:OPISMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<0591:OPISMO>2.0.CO;2)

Kis A. (2018). Csapadékextrémumok múltbeli tendenciái, jövőre becsült változásai és hidrológiai hatásai. Doktori disszertáció. Témavezető: Dr. Pongrácz Rita, konzulensek: Szabó János Adolf, Dr. Bartholy Judit. ELTE, Budapest, p. 109.

Kis A., Bartholy J., Pongrácz R., Szabó J.A. (2016). A lefolyás extrém jellemzőinek vizsgálata hidrológiai és klimatológiai modellek összekapcsolásával. In: *A Magyar Hidrológiai Társaság által rendezett XXXIV. Országos Vándorgyűlés dolgozatai*. ISBN 978-963-8172-35-8. Debrecen, 2016. július 5-8.

Kis A., Pongrácz R., Bartholy J., Szabó J.A. (2017). Application of RCM results to hydrological analysis. *Időjárás*, Vol. 121. Issue 4. pp. 437-452.

Kis A., Szabó J.A., Bartholy J., Pongrácz R. (2018). A XXI. századra becsült klimatikus tendenciák várható hatása a lefolyás szélsőségeire a Felső-Tisza vízgyűjtőjén. In: *A Magyar Hidrológiai Társaság által rendezett XXXVI.*

Országos Vándorgyűlés dolgozatai. ISBN 978-963-8172-39-6. Gyula, 2018. július 4-6.

Kis A., Pongrácz R., Bartholy J., Szabó J.A. (2020). Projection of runoff characteristics as a response to regional climate change in a Central/Eastern European catchment. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 65. pp. 2256-2273. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1798008>

Laczi Z. (2021). Tizenöt éve történt: vízállásrekordok a Tiszán és a Hármas-Körösön. OVF. <http://www.ovf.hu/hu/korabbi-erdekessegek-1/15-eve-tortent>

Link, T. E., Unsworth, M., Marks, D. (2004). The dynamics of rainfall interception by a seasonal temperate rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 124. pp. 171-191. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.01.010>

Martinec, J. (1960). The degree-day factor for snowmelt runoff forecasting. In: *IUGG General Assembly of Helsinki, IAHS Commission of Surface Waters, IAHS Publ. No. 51*, pp. 468-477.

Martinec, J., Rango, A. (1986). Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, Vol. 84. pp. 197-219. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90123-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90123-X)

Matyasovszky I. (2002). *Statisztikus klimatológia*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. p. 317. ISBN 963 463 543 1

Molnau, M., Bissell, V.C. (1983). A continuous frozen ground index for flood forecasting. *Proceedings 51st Annual Meeting Western Snow Conference, Canadian Water Resources Association, Cambridge, Ontario*, pp. 109-119.

Parlange, M.B., Katz, R.W. (2000). An Extended Version of the Richardson Model for Simulating Daily Weather Variables. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 39. Issue 5. pp. 610-622. <https://doi.org/10.1175/1520-0450-39.5.610>

Pieczka I., Pongrácz R., Szabóné André K., Kelemen F.D., Bartholy J. (2017). Sensitivity analysis of different parameterization schemes using RegCM4.3 for the Carpathian Region. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 130. pp. 1175-1188. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1941-4>

Pieczka I., Pongrácz R., Bartholy J., Szabóné André K. (2018). Future temperature projections for Hungary based on RegCM4.3 simulations using new representative concentration pathways scenarios. *International Journal of Global Warming*, Vol. 15. pp. 277-292. <https://doi.org/10.1504/IJGW.2018.093121>

Pongrácz R., Bartholy J., Szabó J.A. (2013). Distributed hydrological modelling- and stochastic weather generator-based combined estimation technique for future flood frequency using regional climate model simulation. In: *93rd Annual Meeting of the American Meteorological Society*. Austin, TX. Paper J6.1, p. 9. Available online at <https://ams.confex.com/ams/93Annual/webprogram/Manuscript/Paper218149/PR-BJSZJA-AMS-2013-paper-final.pdf>

Spinoni, J. és a CARPATCLIM projekt csapata (39 szerző) (2015). Climate of the Carpathian Region in 1961–2010: Climatologies and Trends of Ten Variables. *Int J Climatol*, Vol. 35. pp. 1322-1341.

<https://doi.org/10.1002/joc.4059>

Stefanovits P. (1992). Talajtan. Mezőgazda Kiadó. p. 379.

Szabó J.A. (2007). Decision Supporting Hydrological Model for River Basin Flood Control. In: *Digital Terrain Modelling: Development and Applications in a Policy Support Environment*, eds.: Peckham, R.J. and Jordan, Gy., Springer-Verlag, Germany, pp. 145-182. https://doi.org/10.1007/978-3-540-36731-4_7

Varga-Haszonits Z. (1969). Determination of the water content and of the evaporation of bare soil. *Időjárás*, 73. évf. 6. sz. pp. 328-334.

van Vuuren, D.P., Edmonds, J.A., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A.M., Hibbard, K., Hurtt, G.C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S.J., Rose, S. (2011). The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change*, Vol. 109 pp. 5-31.

<https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>

Walter, H., Lieth, H. (1960). *Klimadiagramm-Weltatlas*. Fischer, Jena. p. 130.

A SZERZŐK



lya által odaítélt Szádeczky-Kardoss Elemér díjat.

KIS ANNA az ELTE Meteorológiai Tanszék tudományos munkatársa. BSc diplomáját 2011-ben szerezte meg Földtudomány szakon, 2013-ban pedig elvégezte a Meteorológus MSc-t éghajlatkutató szakiránnyal. Ezután az ELTE TTK Földtudományi Doktori Iskolájának ösztöndíjas hallgatója volt, és 2019-ben PhD fokozatot szerzett a csapadékextrémumok múltbeli tendenciái, jövőre becsült változásai és hidrológiai hatásai témakörben. 2017-ben elnyerte az ÚNKP ösztöndíjat. Kutatási területe regionális klímamodell szimulációk elemzése, a becsült éghajlatváltozás hidrológiai hatásának vizsgálata. 2013-ban elnyerte a Magyar Hidrológiai Társaság Lászlóffy Woldemár diplomamunka pályázatának dícséretét, 2018-ban pedig az MTA Földtudományok Osztá-



az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottság Éghajlati Albizottságának titkári tisztségét tölti be. Szakmai tevékenységét Pro Meteorologia díjjal ismerték el 2016-ban, valamint Hegyföky Kabos Emlékéremmel 2021-ben.

PONGRÁCZ RITA az ELTE Meteorológiai Tanszék oktatója, kutatója 2000 óta. Egyetemi tanulmányait meteorológus szakon, hidrológus szakirányú képzéssel kiegészítve az ELTE TTK-n végezte 1991-1996 időszakban. Ezt követően az ELTE TTK Földtudományi Doktori Iskolájának ösztöndíjas hallgatója volt, majd 2003-ban szerzett PhD fokozatot a nagytérségű cirkuláció és a légköri oszcillációk (ENSO, NAO) együttes regionális éghajlati hatása témakörben. Kutatási területe a klímaváltozáshoz, a klímamodellhez, az extrém éghajlati események elemzéséhez, valamint városklimatológiához és műholdas adatok meteorológiai alkalmazásához kapcsolódik. 2001-2004 időszakban az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíjban részesült. 2003-ban és 2009-ben az MTA Földtudományok Osztálya Szádeczky-Kardoss Elemér díjat ítélte meg számára. 2015-től



megújuló energiaforrások hasznosítási lehetőségeivel, valamint a szélsőséges éghajlati eseményekkel foglalkozik. MTA doktori címét 2006-ban szerezte meg a Kárpát-medence éghajlati múltjának rekonstrukciója és a jövőben várható tendenciák becslése témakörében készített disszertációjával, 2014-től 2020-ig az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottságának elnöki tisztét töltötte be. Tudományos tevékenysége elismeréseként 2000-ben Steiner Lajos Emlékéremet és Pro Meteorologia díjat, 2009-ben a Magyar Köztársasági Érdemrend lovagkeresztjét, 2014-ben Schenzl Guido díjat, valamint az MMT Hegyföky Kabos díjat kapta meg. 2018-ban az ELTE Pro Universitate Emlékérem arany fokozatát ítelték meg számára.

BARTHOLY JUDIT az ELTE Meteorológiai Tanszékének professzora 2000 óta (2022-től professzor emeritus). Egyetemi tanulmányait az ELTE TTK-n végezte 1976-ban matematikai tanár, meteorológus szakon. Diplomamunkájának témája a meteorológiai mezősorok ortogonális sorfejtése volt. Ezt követően az Országos Meteorológiai Szolgálatnál dolgozott 1976 és 1992 között tudományos kutatói státuszban. 1988-ban kandidátusi címet szerzett. 1992-től az ELTE Meteorológiai Tanszékének oktatója, melynek egyben vezetője is volt 1996-2017 időszakban. Oktatási tevékenysége és kutatási szakterülete a klimatológiához kapcsolódik. Elsősorban a globális éghajlatváltozás regionális leskalázásával, modellezésével, a városok éghajlat-módosító hatásával, a



tudományos kutató, modellfejlesztő; – HYDROInform Bt. (2000-napjainkig), ügyvezető, hidrodinamikai kutató, rendszer- és algoritmus-fejlesztő.

SZABÓ JÁNOS ADOLF tanulmányait az ELTE TTK-n végezte, ahol 1985-ben MSc diplomát szerzett, mint matematikus, majd vízgazdálkodási rendszerek matematikai leírására specializálódott. Szakmai tevékenységének pilléreiként említhetjük a komplex hidrológiai, hidraulikai folyamatok matematikai modellezése, az integrált vízgazdálkodási döntéstámogató, üzemi irányító hidrodinamikai rendszerek fejlesztése, a klímaváltozás vízi környezetekre gyakorolt hatásainak elemzése témaköröket. Szakmai pályafutásának kiemelt állomásai: – VITUKI (1981-1989), tudományos munkatárs; – MOL-SzKFI Kutató-Fejlesztő-Laboratórium (1989-2000), fejlesztő matematikus; – MTA Vízgazdálkodási Kutatócsoport, BME (2000-2003), tudományos munkatárs; – European Commission, Joint Research Centre (JRC), Institute of Environment and Sustainability (2003-2007),