

# A becsült klimatikus trendek várható hidrológiai válaszai a Felső-Tisza vízgyűjtőjén

Szabó János Adolf<sup>(1)</sup> — Kis Anna<sup>(2)</sup> — Lucza Zoltán<sup>(3)</sup>

- 1) HYDROInform, Hidroinformatikai Kutató, Rendszerfejlesztő és Tanácsadó BT.
- 2) Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék
- 3) FETIVIZIG

## KIVONAT

*Az elmúlt években végzett kutatásaink során megvizsgáltuk a klímaváltozás lehetséges hatásait a Felső-Tisza, Tiszabecs mérceszelvényhez tartozó vízgyűjtőre vonatkozóan, amelynek középpontjába a lefolyást, és annak szélsőségeit helyeztük.*

*Dolgozatunkban röviden indokoljuk majd kutatásunknak a célterületre vonatkozó fontosságát, módszerét, és részletesen bemutatjuk annak eredményeit is, a maga bizonytalanságának megadásával.*

*A vízgyűjtő jövőjét tekintve eredményeinket röviden az alábbiakban összegezhetjük:*

*1. Szignifikánsan csökkenő éves lefolyás, és annak változó évszaki megoszlása várható.  
2. A felső extrémek tekintetében a modellszimulációk azt jelzik, hogy kevesebb lesz a harmadfokú árvíz-készültségi szintet meghaladó események száma, hiszen a téli hőmérsékletnövekedés következtében a havazás arányaiban csökkenni fog, így a hó felhalmozódása, illetve a hóban tárolt vízkészlet mennyisége is jelentéktelenebb lesz, amely a tavaszi áradások mértékének csökkenését hozza magával. Ugyanakkor a nyári áradások is kisebb valószínűséggel fordulnak majd elő, hiszen az általános csapadékcsökkenés, illetve a hosszabb csapadékmentes időszakok következtében alacsonyabb mederteltségű vízhálózat tud majd kialakulni, amely aztán az esetleges jelentősebb csapadékesemények okozta nagyobb árhullámokat könnyedén el tudja majd vezetni, különösen egy olyan nagyobb vízfolyás, mint a Tisza. Ugyanakkor fontos kiemelni, hogy kapcsolt éghajlati-hidrológiai modellszimulációkon alapuló elemzéseink szerint ugyan kevesebb lesz az árvizes esetek száma, de azok között előfordulhatnak súlyosabbak is a jelenleg megszokottnál, melynek nem kifejezetten éghajlati, mint inkább emberi okait feltételezzük. Itt elsősorban a felsőbb vízgyűjtő folyószakaszainak gátakkal történő védelmére gondolunk, amelyek ugyan a helyi vízkárokat csökkentik, de a lefolyó árhullámokat növelik.*

*3. Az alsó extrémek gyakoriságának és tartósságának növekedésével is számolnunk kell majd. Ez azt jelenti, hogy például a jelenleg ismert sokéves átlagos évi legkisebb vízhozam alatti esetek gyakrabban fognak előfordulni, amelyek aztán tartósságukban is meghaladhatják a jelenleg megszokott időtartamukat.*

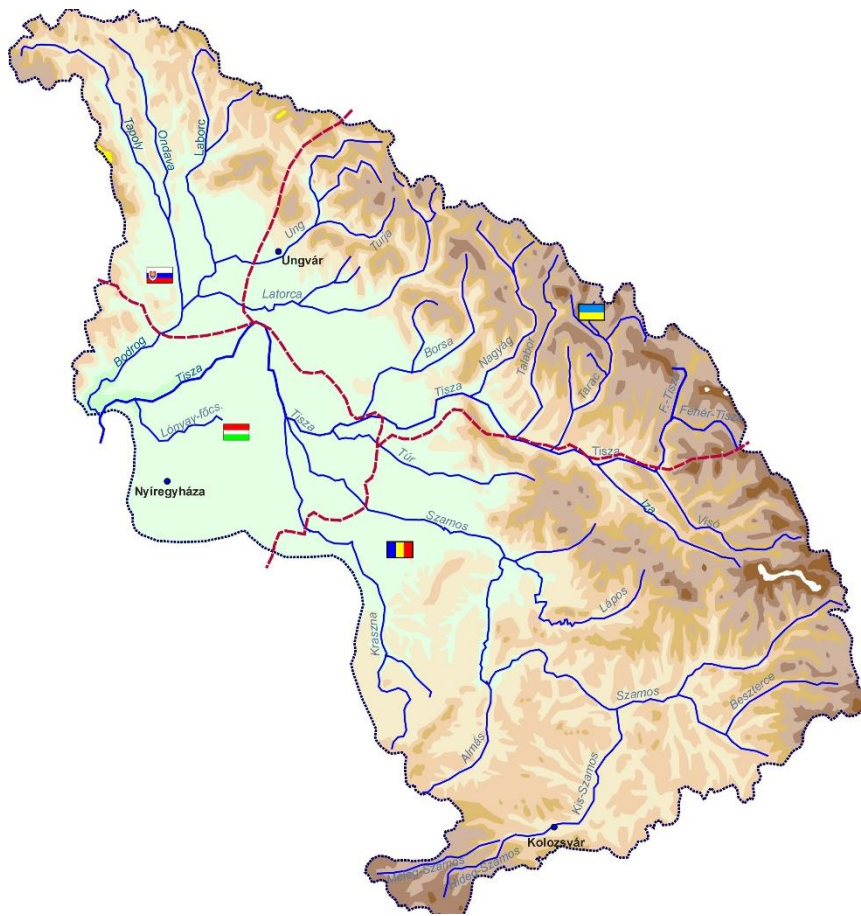
*Eredményeink alapján hangsúlyozzuk, hogy megfelelő, a jövőre becsült éghajlati tendenciák figyelembevételével kidolgozott, regionálisan specifikált vízkészlet-gazdálkodási stratégiára van szükség annak érdekében, hogy a XXI. századra becsült lefolyás-csökkenés ne okozzon komoly problémát a jövő vízigényeinek biztosításában. Mert víz lesz elég, csak az éven belüli megoszlás nem lesz a szokásos.*

*Kulcsszavak: Felső-Tisza, árvízvédekezés, aszály, klimatikus változások*

## BEVEZETÉS

A Tisza, a Duna legnagyobb baloldali mellékfolyójának, Bodrog-torkolat (Tokaj) feletti, 35.870 km<sup>2</sup> területtel rendelkező vízgyűjtője négy ország (Ukrajna, Románia, Szlovákia, Magyarország) területére terjed ki (1. ábra). Az árvízvédelmi szempontból legkritikusabb és általunk is részletesebben vizsgált Felső-Tisza Tivadar feletti vízgyűjtő területe 12.500 km<sup>2</sup>. A Felső-Tisza vízgyűjtőn a hegy-, domb- és a síkvidékek nagyjából azonos arányban vannak. A Kárpátok vonulatai jórészt közép-hegység jellegűek. A vízgyűjtő területe alaktanilag kedvezőtlen, amennyiben aránylag rövid és szélesen kiterjeszkedő. A hegyoldalak meredek, a nagy esésű hegyi patakok rövid út lefutása után érik el a folyóvölgyet és az itt áradó vizek összetorlódhatnak. A domborzat jelentősen befolyásolja a terület vízkészletének eloszlását, különösen a hóban tárolt vízkészletek esetében, de a csapadék és lefolyás mértékét is. A hegyeket elsősorban a

folyóvizek formálták, alaposan felszabdalták, csak kisebb területeken figyelhető meg a negyedkori eljegesedés hatása. Az Északkeleti-Kárpátok legmagasabb hegysége, az észak-erdélyi Radnai-havasok (Pietrosz csúcs 2305 m). A Kárpátok lejtőit zöld legelő, ligetes erdők borítják, a hegyek legfőbb kincse a tölgy (800 m-ig), a bükk (600-1300 m között), túlevelű fenyőerdő (830-1700 m között) és a legmagasabb övezetben az alhavasi törpefenyő. Az alföldet rétek, szántóföldek, gyümölcsösök, szőlők és kisebb erdők tarkítják.



1. ábra A Felső-Tisza földrajzi helyzete a Tisza vízgyűjtőben és a vízgyűjtő domborzati viszonyai

A Felső-Tisza vízjárására, árvizeire – mint minden más folyó esetében – döntő befolyással vannak a domborzati feltételek és vízhálózat geometriája mellett az éghajlati jellemzők. A térség a mérsékelt - nagy szélsőségektől mentes - éghajlati öv szárazföldi zónájában fekszik. A csapadék úgy területi-, mint időbeni eloszlás tekintetében erősen változó. A Kárpátok leggyakrabban délnyugat felől érkező nedves légáramlatokat fogják fel, és az orografikus hatások miatt itt van a legtöbb csapadék. A légtömegek 80 %-ban az Atlanti-óceán és Földközi-tenger irányai felől érkeznek. A közepes évi csapadék a térség földrajzi helyzete és tszf. magassága függvényében változik: A maximális csapadék, 1720 mm, a Szvidovec hegység déli lejtőjén a Sopurka

patak völgyében-, ezt követi a Tarac völgye, ahol 1400 mm feletti érték a jellemző. Ettől keletre, délre és nyugatra csökken a csapadékosság. Általában a szélárnyékban fekvő medencékben 600 mm alatti. A csapadékosság éven belüli változása, az évszakos ingadozások, a folyók vízjárását alapvetően meghatározza, de ez is területileg eltérő mértékű. A csapadék évi járása szárazföldi jellegű, téli minimummal (február) nyári maximummal (június).

A Tisza a Máramarosi-havasokban ered, a Tisza elnevezést a Fekete- és Fehér-Tisza összeömlésétől használjuk. A folyó teljes hosszából (962 km) 200 km a hegyvidéki szakasz. A Fekete- és Fehér-Tisza összeömlésétől a Visó torkolatáig a folyóvölgy átlagos esése igen nagy: 6,33 m/km. A Visó és Talabor között 2,28 m/km, innen Tiszabecsig 1 m/km alá esik. A Tisza felső, hegyvidéki szakaszán a folyóvölgy szűk, medre jól beágyazott, partjai meredek. A mederszélesség nem haladja meg az 50 m-t, a vízmélység néhány deciméter. Az Alföldre kiérve Huszt után a Tisza síksági jelleget vesz fel, a folyóvölgy szétterül.

A Tisza Tokaj feletti vízgyűjtőjéhez, Ukrajnából, vagyis Kárpátaljáról a Felső-Tisza jobb parti vízgyűjtője tartozik: Fekete-Tisza (564 km<sup>2</sup>), Fehér-Tisza (487 km<sup>2</sup>), Tarac (1224 km<sup>2</sup>), Talabor (766 km<sup>2</sup>), Nagyág (1240 km<sup>2</sup>), Borzsa (1418 km<sup>2</sup>). A Tisza középvízhozama Tiszabecsnél 210 m<sup>3</sup>/s, Tivadarnál 233 m<sup>3</sup>/s, Vásárosnaménynál 352 m<sup>3</sup>/s, Záhonyánál 390 m<sup>3</sup>/s. A vízjárásra jellemzőek a nagy amplitúdójú és gyors ingadozások. A Folyón az év bármely időszakában lehet számítani magas és heves árhullámokra. A Kárpátok hegyvonulataihoz közel lévő magyarországi folyószakaszon a vízszintemelkedések 12-36 óra alatt elérhetik a védekezés szempontjából kritikus értékeket. A Felső-Tiszán a leggyakoribb és a legnagyobb árvizek a tavaszi és téli hónapokban jelentkeznek.

Rendkívül fontos az előre, hosszú távra való gondolkodás a vízjárás szélsőségeinek várható alakulásában. Egyaránt fontos a sokvíz (árvíz) és a vízhiány (aszály) várható jövőbeli gyakoriságainak alakulásának ismerete a felkészülés szempontjából.

Jelen dolgozatunkban, azt kívánjuk szemléltetni, hogy az ilyen elemzések fontos bemenő adatai a régió jövőbeni vízgazdálkodási stratégiájának a megtervezéséhez.

## **ADATOK, MODELLEK**

Tanulmányunk célja az éghajlatváltozás hidrológiai válaszainak becslése volt, amihez elengedhetetlen meteorológiai és hidrológiai idősorok használata. Elemzésünkben alapvetően modellszimulációkra támaszkodtunk, hiszen a jövő vizsgálatára fókuszáltunk, azonban a múltbeli szimulációk jóságának értékeléséhez megfigyelési adatokra is szükségünk volt.

A célterületen (Felső-Tisza vízgyűjtő) belül a tiszabecsi szelvényhez tartozó adatokat elemeztük; a vízhozam-idősort a FETIVIZIG Vízzrajzi Osztálya szolgáltatta az 1997–2005-ös időszakra vonatkozóan, napi léptékben.

A meteorológiai mező adatokat a mérések interpolálásával összeállított, homogenizált, 0.1°-os horizontális rácsfelbontással rendelkező CARPATCLIM adatbázisból (Spinoni et al., 2015) töltöttük le, amely az 1961–2010-es periódusra érhető el, napi felbontásban.

A jövőre vonatkozó hőmérséklet- és csapadékidősorokat a RegCM4 (Elguindi et al., 2011) regionális klímamodell biztosította. A modell 0.11°-os rácsfelbontással rendelkező szimulációját használtuk fel az elemzés során (Pieccka et al., 2018), amely futtatásához a szükséges kezdeti- és peremfeltételeket a 0.44°-os szimuláció biztosította – ez utóbbit pedig a HadGEM globális modellel (Collins et al., 2011) hajtották meg. A sugárzási-kényszeren alapuló forgatókönyvek közül – amely magában foglalja többek között az üvegházgáz-kibocsátás, a felszínhasználat, az

energiahasználat és a népesség alakulását – a pesszimistább RCP8.5 scenáriót (van Vuuren et al., 2011) vettük figyelembe.

A hidrológiai válaszok, nevezetesen a klímaváltozás lefolyásra gyakorolt hatásának becsléséhez a fizikai alapú, térben és paramétereiben osztott, 3D-s hidrológiai-hidrodinamikai modellt, a DIWA-t (Szabó, 2007) alkalmaztuk. A futtatáshoz szükséges bemeneti napi meteorológiai mező adatokat (átlaghőmérséklet, minimumhőmérséklet, csapadék) a fentiekben ismertetett CARPATCLIM adatbázis és RegCM4 szimuláció szolgáltatta. A modell állandó tényezőként tekinti a domborzatot, a felszínborítottságot, valamint a talajtípusokat, amelyek rendre a GTOPO, a CORINE adatbázis, illetve a EU DG JRC Land Management Unit, Soil Group által az egész EU területére kidolgozott, szabadon elérhető adatbázisa alapján kerültek figyelembevételre.

Az alábbiakban röviden áttekintjük a DIWA modell azon egyenleteit, amelyek a jelen elemzés kivitelezéséhez szükséges modell-setup felhasznált. A DIWA-ban a gridekre osztott vízgyűjtő minden egyes cellájának a tározás – és így az egyenletrendszer alakulásának – szempontjából négy fundamentális rétege van (1. ábra): felszínborítottság (növények, épületek stb.), felszín, talaj és a felszíni vízhálózat. A modell egyenletrendszerét tehát ezen 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 rétegre [ $m^3$ ]

$\sum q_{in}$  – az  $(i,j)$  cellába beérkező összegzett fluxus [ $m^3/s$ ]

$q_{out}$  – az  $(i,j)$  elemet elhagyó egyetlen fluxus [ $m^3/s$ ]

A továbbiakban ezt az egyenletet nem ismételjük, de minden dinamikai egyenlet mellé értelem szerűen odaképzeltük.

A modellben a csapadék halmazállapotának kérdését az adott cellára vonatkozó napi közepes léghőmérséklet ( $T_{mean}$  [ $^{\circ}C$ ]) és az úgynevezett kritikus léghőmérséklet pillanatnyi viszonya határozza meg. 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 változik.

A hó olvadásának modellezését az úgynevezett „fok-nap módszer” alapján számoljuk (Martinec, 1960; Martinec és Rango, 1986). Az olvadás megkezdésének feltételül a fent ismertetett  $T_{crit}$  értéket használjuk. A fok-nap módszer ismertetéséhez jelölje

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

azt a különbséget, 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-naptényező”). amely megadja, hogy egy nap alatt minden  $T_{crit}$  értéket meghaladó fok hány mm hó elolvadását képes előidézni. Eszerint:

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

ahol  $M$  a hó olvadásából származó vízoszlop magassága,  $R_{\Delta t}$  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 elolvasztásához szükséges. Eszerint feltesszük, hogy az „ $a$ ” értéke a hóban tárolt vízkészlet növekedésével lineárisan csökken. A talaj fagyottságának becsléséhez Molnau és Bissell (1983) vagy Follum et al. (2018) egyenleteit vesszük figyelembe, amely a fagy index megváltozását az alábbiak szerint adja meg:

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

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

A DIWA modellben a csapadékot két részre bontjuk. Az állományi csapadék 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 ( $S_{l,max}$ ) lineáris tározó, vagyis a dinamikai egyenlete matematikailag:

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

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

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

ahol  $h_{max}$  [mm] a legnagyobb tározási vízoszlop az adott növényzeten,  $LAI_{\Delta t}$  [ $\text{m}^2/\text{m}^2$ ] a cellára jellemző szezonális vegetáció-sűrűségi állapot az adott időszakban.

A DIWA az evapotranspiráció dinamikus állapotegyenleteinek kiindulási alapjául Varga-Haszonits (1969) összefüggéseit használja. Elsőként a korlátlan vízellátottság melletti párolgást (szabad vízfelszín párolgása) tekinti, majd a talajban rendelkezésre álló, hozzáférhető víz állapotával korlátozza a növény tényleges vízfelvételét. A módszert a műholdas mérések alapján gridenként is becsülhető LAI-ra (Leaf Area Index) vezetjük vissza.

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

ahol  $E_{a,t}$  az adott  $t$ -beli tényleges transpiráció [mm] ( $t \in \Delta t$ ),  $RN_{\Delta t}$  a relatív nedvesség  $\Delta t$ -re vonatkozó középértéke [század],  $T_{\Delta t}$  a középhőmérséklet  $\Delta t$ -ben [ $^{\circ}\text{C}$ ] (és  $T_{\Delta t} < 1$  esetén  $T_{\Delta t} := 1 + T_{\Delta t}/273$ ),  $f(VDRS_t)$  a vegetáció és a talaj típustól függő dimenziómentes, időben változó redukciós faktor ( $0 \leq f(VDRS_t) \leq 1$ , és  $t \in \Delta t$ ), melynek argumentuma:

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

ahol  $\theta_t$  [m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>] az aktuális víztelítettség ( $t \in \Delta t$ ),  $\theta_R$  [m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>] a maradék víztelítettség,  $\theta_{WP}$  [m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>] a vegetáció típusától is függő, hervadási ponti víztelítettség, és  $\theta_S$  [m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>] a telített víztelítettség.

Az  $f(VDRS_t)$  redukciós faktor függvénye a talaj pillanatnyi víztelítettségének, amely függvényt a DIWA modellben a grid gyökérvonalára vonatkozó talajtípus úgynevezett pF-görbéjével (Stefanovics 1992) azonosítunk:

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

A telítetlen talajban a víz mozgását a Darcy áramlási modell alapján tudjuk leírni, ami az (1) folytonossági, és a (6) egyenletrendszer első, 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<sup>3</sup>/s] ( $t \in \Delta t$ ),  $S_{W,\Delta t}$  a víztelítettség állapota  $\Delta t$ -ben [-],  $k(S_{W,\Delta t})$  a telítetlen hidraulikus vezetőképesség állapota  $\Delta t$ -ben [m/s],  $k$  a telített hidraulikus vezetőképesség [m/s],  $k_r(S_{W,\Delta t})$  a relatív vezetőképesség a  $\Delta t$ -beli állapotokra vonatkozóan [-],  $d\Psi_{\Delta t}/dh$  a tenziógradiens  $\Delta t$ -ben [-],  $\alpha$  az áramlás irányának a vízszintessel bezárt szöge,  $A_{d\Psi}(S_{W,\Delta t})$  a tenziókülönbség által meghatározott áramlási irányra eső felületelem területe  $\Delta t$ -ben [m<sup>2</sup>]. Itt az  $S_{W,\Delta t}$ -től való függéssel arra szeretnénk volna utalni, hogy a transzportban ténylegesen résztvevő felület nagysága 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  $\Phi$  a porozitás), míg telítetlen esetben az adott  $\Delta t$ -ben ez  $A \cdot \Phi \cdot S_{W,\Delta t}$ .

A vízgyűjtő felszínét az idő egysége alatt elérő víz egy része a (6) és az (1) egyenletrendszer szerint beszívárog a talajba, egy másik része a szabad vízfelszín párolgásának értékével elpárolog, a többi része pedig elsődlegesen a felszínen, majd onnan a mederbe jutva lefolyik, összegyűlekezik 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 (a felszíni és a mederbeli) esetben a folyamathoz specifikusan kell értelmezni. Vagyis, az (1)-béli  $\Sigma q_{in}$  szimbólum mint a cellába beérkező összegzett fluxust [m<sup>3</sup>/s] más komponensek alkotják a felszíni, és más a mederbeli folyamatok során, amelyet nagyon jól szemléltet az 1. ábra. A lineáris tározómodell dinamikai egyenlete a DIWA-ban tehát:

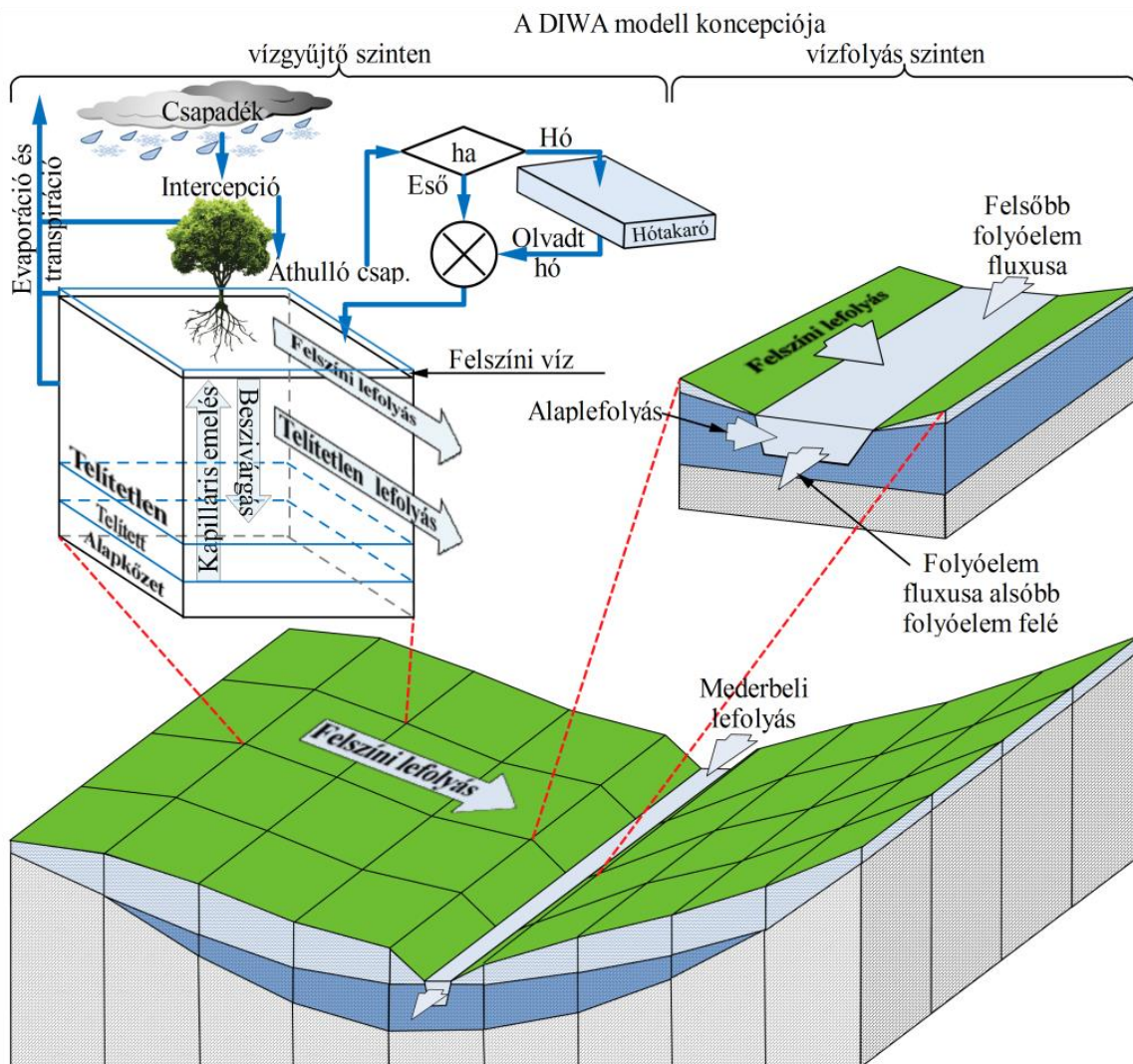
$$q_{out}^{i,j} = \frac{1}{\tau^{i,j}} \cdot V_t^{i,j} \quad (7)$$

ahol  $q_{out}$  szimbolizálja az  $(i,j)$  felszíni/vízfolyás elemből tovább folyó víz fluxusát [m<sup>3</sup>/s],  $V_t$  a tározás a felületelemen/folyószakaszon [m<sup>3</sup>], és  $\tau$  jelenti az elemen áthaladó víznek a tározóelemre jellemző „átlagos” tartózkodási idejét [s]. A  $\tau$  értékét a Manning féle egyenletből kiindulva határozzuk meg az alábbi egyenletből:

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

ahol:  $v_m$  az elemre jellemző átlagos lefolyási mélységhez tartozó sebesség [m/s],  $L$  a cella-  
 élek/folyószakasz hossza [m],  $n$  a Manning féle érdességi együttható [ $s \cdot m^{-1/3}$ ], amely felszíni  
 esetben műholdas mérések és szakirodalmi táblázatok alapján, mederbeli esetben mérnöki  
 táblázatok alapján ismert érték,  $R_m$  a felületelemre/mederszakaszra jellemző átlagos lefolyási  
 mélységhez (felszínen  $\approx 0,01$  m, mederben a geometriából számítható) tartozó hidraulikus su-  
 gár [m], és  $\beta$  a felületelem/folyómeder vízszintes síkkal bezárt szöge [fok vagy radián].  
 A fent vázolt, a vízgyűjtő minden cellájára érvényesített közös differenciálegyenletek bo-  
 nyolult rendszerének kiintegrálása nem egyszerű algoritmikus matematikai feladat. Hasonló  
 egyenletrendszereket a fejlesztők eltérően oldanak meg, vagyis nincs annak általános szabá-  
 lya.

A DIWA-ban a fejlesztő (Szabó 2007) erre a célra egy specifikusan a feladatra tervezett predik-  
 tor-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) előfuttatják a modellt, és annak végén elmentve az utolsó korrektor adatait, már lehet  
 ismételt futtatásokat kezdeményezni ezen időponttól.



2. ábra: A DIWA hidrológiai modell

## MÓDSZERTAN

Az elemzések során három időszakot tekintettünk: egy múltbeli (1972–2001) és két jövőbeli (2021–2050, 2069–2098) periódust. Annak érdekében, hogy ne csak egyetlen lehetőséget tekintsünk, hanem a bizonytalanságot is számszerűsíthessük, Monte-Carlo (MC) ciklusba ágyazott, sztochasztikus időjárás-generátorral állítottunk elő több száz, azonosan valószínű lehetőséget, amelyek egyenként 100 év hosszúságúak.

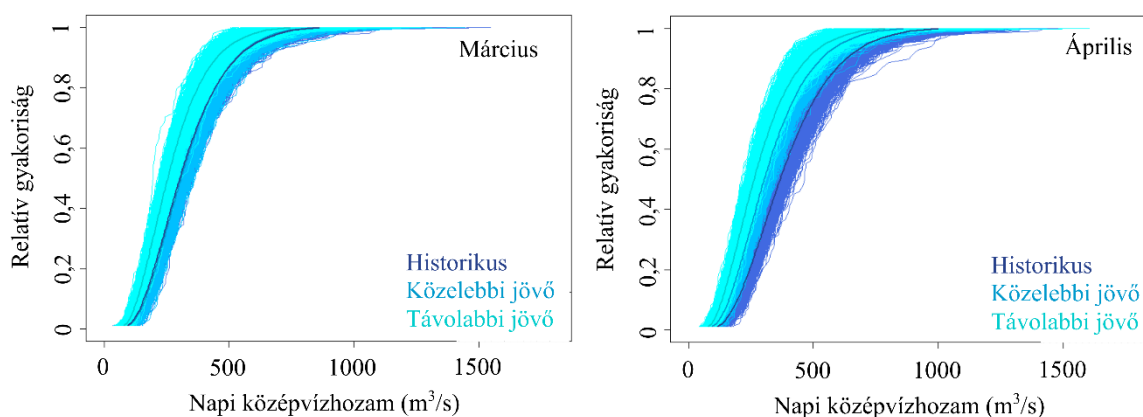
Mivel a klímamodell-szimulációk hibával terheltek, egy hibakorrekciós eljárást is végrehajtottunk a hidrológiai modell futtatása előtt. Ezt a DIWA-SDSWG (HYDROInform, 2012) sztochasztikus időjárás-generátor paramétereinek illesztésén keresztül valósítottuk meg. Nevezetesen, a hőmérséklet, az egymást követő száraz, illetve nedves napok számának és a csapadék mennyiségének eloszlásfüggvényét illesztettük a referencia-eloszlásokhoz.

Az így kapott, immár korrigált meteorológiai adatsorokkal hajtottuk meg a DIWA hidrológiai modellt, eredményül pedig több száz (nagyságrendileg 800-1200), azonosan valószínű vízhozam-idősor állt rendelkezésünkre. Ezekből meghatároztuk a havi és az éves lefolyás eloszlásfüggvényeit, azok várható értékét. A szélsőségek vizsgálatához a harmadfokú árvízvédelmi készültségi szinthez tartozó értékeket, illetve a kritikusan alacsony vízszint alatti eseteket számítottuk ki, havi bontásban.

## EREDMÉNYEK

Eredményeink közül a havi lefolyásgörbék közül mutatunk be néhányat részletesebben: a vonalak sokasága a bizonytalanságot szemlélteti, az egyes szimulációk alapján számított várható értékeket pedig vastagabb vonalakkal emeltük ki a 2. és 3. ábrán.

Márciustól októberig csökkenő tendencia valószínűsíthető, miként az éves átlagban is. Tavasszal a hóban tárolt vízkészlet csökkenése okán várható a lefolyás csökkenése, ami márciusban és áprilisban is megjelenik (2. ábra). Az éven belül a legmagasabb értékek a historikus időszakban áprilisban fordultak elő, amely a közelebbi jövőre egy kisebb csökkenést mutat, a 21. század végére azonban már jelentősebb eltolódás látszik az eloszlásfüggvényben – ez utóbbi változás szignifikánsnak adódott a Kolmogorov-Szmirnov próba alapján. Márciusban még jelentős az átfedés a historikus időszak és a közelebbi jövő között, azonban a távolabbi periódusra itt is kirajzolódik a csökkenő tendencia.

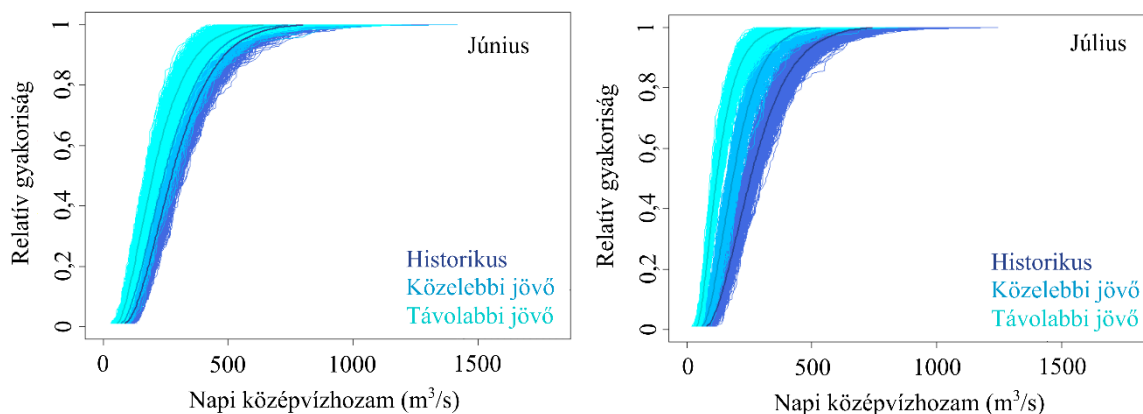


3. ábra: A napi középvízhozamok márciusi és áprilisi átlagainak eloszlásfüggvényei a három vizsgált időszakban a MC ciklusba ágyazott hibakorrigált paraméterekkel futtatott időjárás-generátor szimulációival meghajtott DIWA-outputok alapján a tiszabecsi szelvényre vonatkozóan. Az egyes futtatásokat a vékony vonalak, azok átlagát a vastagabb, sötétebb színűek jelzik

A nyári hónapokban is csökkenés valószínűsíthető a középvízhozamok értékeiben (4. ábra).



Ismét a távolabbi jövőre várható jelentősebb változás, bár júliusban már a közelebbi időszakra becsült változás is szignifikánsnak bizonyult. Az év összes hónapját tekintve a legnagyobb változások júliusban és augusztusban léptek fel a szimulációk szerint: a teljes eloszlásfüggvény eltolódása figyelhető meg, és az egyes időszakok közti átfedés relatíve alacsony. Júniusban az alacsonyabb percentilis értékek esetén jelentősebb a változás, de a közelebbi jövő még nagyobb átfedést mutat a historikus időszakokkal.



5. ábra: A napi középvízhozamok júniusi és júliusi átlagainak eloszlásfüggvényei a három vizsgált időszakban a MC ciklusba ágyazott hibakorrigált paraméterekkel futtatott időjárás-generátor szimulációival meghajtott DIWA-outputok alapján a tiszabecsi szelvényre vonatkozóan. Az egyes futtatásokat a vékony vonalak, azok átlagát a vastagabb, sötétebb színűek jelzik

A harmadfokú árvízvédelmi készültségi szintet meghaladó esetek száma várhatóan csökkenni fog, amely összefüggésben állhat az általános hőmérsékletnövekedéssel. Mivel télen is melegedés valószínűsíthető a területen, arányaiban a havazás csökkenésére számíthatunk, amely a későbbiekben a hóban tárolt vízkészletre is hatással van. Eredményeink szerint a márciustól októberig terjedő időszakban a harmadfokú árvízvédelmi készültségi szintet meghaladó esetek száma kevesebb lesz a MC-szimulációk átlaga szerint. Ugyanakkor a 21. század végére ezek az árvizek a historikus időszakban megszokottaknál súlyosabbak lehetnek.

A kritikusan alacsony vízszint alatti esetek gyakoribbá válhatnak a jövőben a szimulációk szerint a tiszabecsi szelvényben. A növekedés elsősorban július és október között lesz jelentősebb, míg februártól áprilisig nem várható számottevő változás (megjegyezzük, hogy ezen hónapokban eleve alacsony esetszámot is kaptunk).

## ÖSSZEFOGLALÁS

Az éghajlatváltozás hidrológiai válaszainak becslése elengedhetetlen a megfelelő vízkészlet-gazdálkodás szempontjából, a várható hatásokhoz való alkalmazkodáshoz. Elemzésünkben a Felső-Tisza tiszabecsi szelvényében vizsgáltuk meg a lefolyás alakulását a klímaváltozás függvényében, amelyhez egy éghajlati és egy hidrológiai modellt kapcsoltunk össze. A bizonytalanság számszerűsítésének érdekében pedig MC-ciklusba ágyazva, időjárás-generátorral több száz, azonosan valószínű idősort kaptunk, továbbá az időjárás-generátor paramétereinek illesztésén keresztül egy hibakorrekciós eljárást is alkalmaztunk a nyers klímamodell-outputokra.

Eredményeink szerint a lefolyás márciustól októberig csökkenni fog, akárcsak az évi átlag. A harmadfokú árvízvédelmi készültségi szintet meghaladó esetek száma is csökkenő tendenciát mutat, azonban az előforduló esetek a korábban megszokottaknál súlyosabbak lehetnek. Az

alsó extrémek gyakoriságának növekedésével is számolnunk kell a jövőben. Összegezve tehát olyan regionálisan specifikált vízkészlet-gazdálkodási stratégiára van szükség, amely figyelembe veszi a klímaváltozás hatásait, hiszen így biztosíthatjuk azt, hogy a vízigényeket a jövőben is biztonságosan ki lehessen szolgálni.

**Köszönetnyilvánítás.** Köszönet az adatokért: CARPATCLIM Database © European Commission – JRC, 2013. Köszönet a hidrológiai idősorokért a FETIVIZIG-nek.

## **IRODALOMJEGYZÉK**

VIZITERV Consult Kft., FETIVIZIG, Nyíregyháza 2004. „A 2001. márciusi felső-tiszai árvíz”

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*, 4, 997–1062.

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. 32p.

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*, 22(5), 2669–2688.

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

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

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, 468–477.

Martinec, J., Rango, A., 1986: Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 84, 197–219.

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, 109–119.

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*, 15, 277–292.

Spinoni, J. and the CARPATCLIM project team (39 authors), 2015: Climate of the Carpathian Region in 1961–2010: Climatologies and Trends of Ten Variables. *Int J Climatol*, 35, 1322–1341. doi: 10.1002/joc.4059

Stefanovits, P., 1992: Talajtan. Mezőgazda Kiadó, 1992

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, Berlin. 145–182.

Varga-Haszonits, Z., 1969: Determination of the water content and of the evaporation of bare soil. *Időjárás*, 73(6), 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. *Clim Change*, 109, 5–31.