

A Tisza és a talajvízjárás hosszú távú kapcsolatrendszeré Szegeden

FEJES ILDIKÓ^{1*}, M. TÓTH TIVADAR², FARSANG ANDREA¹, MULADI BEÁTA¹

¹SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6.,

*e-mail: fejesildi@geo.u-szeged.hu

²SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2–6.

The long range relationship system between the fluctuation of groundwater and the Tisza River in Szeged

Abstract

In this research the fractal properties of the groundwater regime and the Tisza River in Szeged was analyzed using R/S (Rescaled Range) analysis. During the analysis the Hurst exponent (H) was defined in order to reveal whether the changes of the levels of groundwater and Tisza River were persistent ($H < 0.5$), antipersistent ($H > 0.5$) or random ($H = 0.5$). Regarding the water level time series of the Tisza, the R/S analysis resulted in a value of $H = 0.65$, while the time series of the 30 groundwater-level monitoring wells varied between 0.62–0.93. The results clearly verify the character of persistence and, thus the processes can be considered as ones amplifying the trend and having long memory elements. Persistence in water fluctuations means that the within-period changes in the water levels (increasing or decreasing) are expected to continue in the next period as well. By analyzing the spatial distribution of the Hurst exponents for the time series of certain shallow groundwater-level monitoring wells, it was possible to determine which areas are most likely to behave similarly to the Tisza River. The behaviour of the groundwater regime in the respective cases of four wells proved to be similar to the Tisza. In fact, three of these wells had a direct relationship with the river. The analysis of the geological conditions of the environment of different wells highlighted, the point that the groundwater regime of areas characterized by clay several metres thick has greater persistence than in those areas with a relatively thick sand layer. Consequently, the long memory of a groundwater regime is significantly influenced by the geological structure. Based on the Hurst exponents, it was found that the R/S analysis is suitable for the comparison of time series with different long time (14.5 and 1.5-year-data) and measure (3-day-data, half and 4-hour-data) intervals. This is due to the scale invariant feature of the analysis, since the results of the time series of different wells are similar.

Keywords: hydrological time series, water level, R/S analysis, Hurst exponent, fractal properties

Összefoglalás

Kutatásunk során a szegedi talajvízrendszer és a Tisza vízjárásának fraktál tulajdonságait vizsgáltuk R/S (Rescaled Range) analízis segítségével. Az analízissel meghatározható a Hurst-együttható (H), mely megmutatja, hogy egy folyamat — esetünkben a talajvízszint és a Tisza vízszintjének változásai — antiperzisztens ($H < 0,5$), perzisztens ($H > 0,5$) vagy véletlen ($H = 0,5$) viselkedésű-e. Az R/S statisztika a Tisza vízszint idősoraira vonatkozóan $H = 0,65$ értéket eredményezett, míg a 30 monitoringkút talajvízszint-idősoraira 0,62–0,93 közötti Hurst-féle kitevőket. A kapott értékek alapján egyértelműen igazolható a perzisztens jelleg, tehát trendet erősítő folyamatról van szó, amely tartalmaz hosszú memóriájú elemeket. A perzisztencia a vízjárás esetén azt jelenti, hogy amennyiben a vízszint emelkedik (vagy csökken) egy periódusban, akkor várhatóan az emelkedés (vagy csökkenés) folytatódni fog a következő periódusban is. Az egyes talajvízkutak vízszint-idősoraira vonatkozó Hurst-együtthatók térbeli eloszlását vizsgálva megállapítottuk, hogy mely területek talajvízjárása hasonlít leginkább a Tiszáéra. A talajvíz fluktuációja 4 kútnál a Tiszáéhoz hasonló viselkedésű, melyek közül háromnál egyértelműen bizonyítható a folyóval való hidrológiai kapcsolat. Az egyes kutak környezetének földtani viszonyait elemezve megállapítottuk, hogy a több méteres agyagszinttel jellemezhető területeken a talajvízjárás perzisztenciája jóval nagyobb fokú, mint a relatíve vastag, homokrétteggekkel rendelkezők esetén, tehát a földtani felépítés erősen befolyásolja a talajvízjárás hosszú távú memóriáját. A kapott Hurst-féle kitevők alapján kijelenthető, hogy az R/S analízis skálainvariáns jellege miatt alkalmas az eltérő hosszúságú (14,5 éves és 1,5 éves) és mérési intervallumú (3 napos, fél-, illetve négyórás) idősorok összevetésére, ugyanis a vizsgált területen a különböző kutakhoz tartozó idősoroknál hasonló értékeket eredményezett.

Tárgyszavak: hidrológiai idősorok, talajvízszint, R/S analízis, Hurst exponens, fraktál tulajdonság

Bevezetés, előzmények

A talajvíz egy komplex dinamikus rendszer, melynek járását számos input (csapadékból történő beszívargás, folyókból történő áramlás stb.) és output (párolgás, folyókba történő áramlás stb.) paraméter jellemezi. A talajvízszint sosem állandó, időben és térben is folyamatosan változik, ezért a talajvízviszonyok reális megítélése csak hosszú időtartamú monitoring eredményeinek értékelésével lehetséges (SZALAI Z. et al. 2004, SZABÓ & BESSENYEI 2013). Az így létrejött hidrológiai adatok vizsgálatának számos módja ismert, melyek közül több figyelembe veszi, hogy az idősorok gyakran önazonosok, és fraktál viselkedést mutatnak.

HURST (1951) a Nílus vízjárását tanulmányozva felismerte, hogy a vízszintingadozások hosszú távú memóriával rendelkeznek, vagyis nagy áradásokat nagyobb valószínűséggel követnek nagy áradások és kisebbeket pedig nagyobb valószínűséggel kisebbek. A lecsengés gyorsaságát jelző Hurst-féle kitevő (H) egy olyan változó, amely az időskála hosszú távú függőségét méri. HURST et. al 1965-ben bevezettek egy új statisztikai eljárást Rescaled Range (R/S) analízis néven (magyarul újraszkalázott terjedelemként említik), mellyel meghatározható a Hurst-együttható. Ez a szám megmutatja, hogy egy folyamat véletlen, perzisztens vagy antiperzisztens viselkedésű-e. A H értékei 0 és 1 közöttiek lehetnek, ha $H=0,5$, akkor véletlen mozgásról beszélünk. Ha $0 \leq H < 0,5$, akkor az idősor viselkedése antiperzisztens, ha $0,5 < H \leq 1$, akkor a folyamatot frakcionális Brown-típusú mozgás jellemzi, $H=1$ -hez közelítve növekvő perzisztenciával. Perzisztens jelleg esetén trendet erősítő folyamatról van szó, ahol a vizsgált folyamat tartalmaz hosszú távú memóriájú elemeket, tehát a folyamat múltbéli viselkedése meghatározza a jövőbeni viselkedését. A Hurst-exponens és a fraktáldimenzió között elsőként MANDELBROT & WALLIS (1969) bizonyították az összefüggést.

Hazánkban a folyók hosszú távú memóriájának vizsgálatával behatóan ELEK & MÁRKUS (2004, 2005) foglalkozott. Többféle módszer felhasználásával (R/S analízis, aggregált variancia módszer, spektrum alapú becslés) megállapították, hogy a Tisza hidrológiai idősorai hosszú memóriájú viselkedést mutatnak, továbbá megbecsülték a Hurst-együtthatót a Tisza hat különböző mérőhelyére vonatkozóan. Tanulmányukban az R/S statisztika eredményeként kapott Hurst-együttható a szegedi állomásnál 0,70.

A folyókon kívül megannyi természetes rendszer mutat skálafüggetlen ingadozást a változóiban, melyek statisztikailag önazonosok bármely hosszúságú skálán, és melyek fraktálokkal definiálhatók. Számos tanulmányban bizonyították az ilyen idősorok és objektumok fraktál viselkedését, többek között az esőzésre (TESSIER et al. 1996), az evapotranspirációra (FAMIGLIETTI et al. 2008), a kőzetek repedeztségére (BENKÓ et al. 2008, M. TÓTH 2010), a hidrodinamikai diszperzióra (BAKUCZ 1996), a folyók vízminőségére (KIRCHNER et al. 2001) és a karsztforrások vízhozamára (MÁRKUS & KOVÁCS 2002) vonatkozóan. További kutatásokban a talajvízszintek vizsgálatát célozták meg (ZHANG & SCHILLING 2004; ZHANG & LI 2005, 2006; LI & ZHANG

2007; LITTLE & BLOOMFIELD 2010), melyekben különböző hosszúságú talajvízszint-idősorok esetében igazolták a frakcionális Brown-mozgást követő viselkedést.

Talajvízszint-idősorok vizsgálatával számos hazai tanulmányban is foglalkoztak, melyekben a vízszintek időbeli változását, periodicitását, valamint a hidrometeorológiai hatásokat vizsgálták. Magyarországon a talajvízszint-monitoring hosszú múltra tekint vissza, az első észlelések már a 19. század közepén elkezdődtek, a 2000-es évek elejére pedig már 1654 törzshálózati észlelő kutat tartottak nyilván (SZALAI J. 2003). Az Alföld talajvízszint-változásaival SZALAI J. (2011) foglalkozott behatóan, tanulmányában az 1930-as évek és 2010 közötti időszakra vonatkozóan 144 észlelőkút talajvízszint-idősorait elemezte. Megállapította, hogy a talajvízjárást jelentős időbeli változékonyság jellemezte a mintegy 80 éves periódusban, mely magába foglalja többek között a markáns vízszintsüllyedések időszakát a Tiszántúlon és a Duna–Tisza közén. A Duna–Tisza köze talajvízszint idősorait tekintve kedvezőtlen változások következtek be az 1980-as években, és az 1990-es évek közepére a hátságon már 250–300 cm közötti talajvízszint-csökkenés alakult ki, melyért főként — a rétegvíz- és talajvízkitermelés, a földhasználat változásai, és egyéb tényezők mellett — az időjárási szélsőségek a felelősek (SZALAI J. 2012). 35 éves csapadék- és talajvízszint-idősorok felhasználásával SZALAI J. et al. (2011) öt térbeli klasztercsoportot különítettek el a területre vonatkozóan, melyeket a talajvízjárás befolyásoló háttértényezők és a különböző mértékű talajvízszint-süllyedések különböztetnek meg. A tanulmányban a Szeged környékén elhelyezkedő kutakat abba a csoportba sorolják, amely esetében 1995-ig a talajvízszint süllyedés 100 cm körül alakult. A talajvízjárás periodikus süllyedéseit a Duna–Tisza közén különböző periodicitásmódosítási módszerekkel vizsgálták több évtizedes idősorokra vonatkozóan (KOVÁCS et. al 2004, 2010). A számítások eredményeként éves periódust mutattak ki a vizsgált kutak döntő többségénél, öt év körüli periódusidőt a kutak 87%-ánál, továbbá 11 év körüli periódust a kutak 69%-ánál. A fentiek alapján egyértelmű, hogy a talajvízszint-idősorok vizsgálata széles körben elterjedt, azonban a talajvízrendszer fraktál tulajdonságairól szinte egyáltalán nincs információ hazai viszonylatban.

Jelen kutatásban R/S analízis segítségével vizsgáljuk, hogy a szegedi talajvízrendszer vízjárása rendelkezik-e hosszú távú emlékezettel, és jellemzi-e a frakcionális Brown-típusú mozgás. A másfél, illetve 14,5 éves idősorok elemzésével arra keressük a választ, hogy milyen erős hatást gyakorol a Tisza a kutak talajvízjárására, illetve mennyire hasonlít a különböző kutakban mért talajvíz-idősorok viselkedése a folyóéhoz. Célunk az egyes kutakra vonatkozó Hurst-féle kitevő meghatározása, melyek segítségével feltárjuk a folyó–talajvíz kapcsolatrendszert és összefüggéseket keresünk a földtani felépítéssel. A kutatás eredményei segíthetik az igen összetett városi talajvízrendszer hidrodinamikájának és transzportfolyamatainak megértését, és — további vizsgálatokkal — lehetővé tehetik a rendelkezésre álló vízszintadatokból a jövőbeli vízállások, áradások előrejelzését.

Anyag és módszer

A korábbi talajvíz-minőségi monitoringvizsgálatainkat (FEJES et al. 2012b) követően a talajvíz mennyiségi állapotának, változásainak feltárására helyeztük a hangsúlyt. Kutatásunkba 16 monitoringkutakat vontunk be a szegedi talajvíz-megfigyelő kúthálózat tagjai közül, melyekbe 2012 januárjában DA-S-LRTB 122 típusú, illetve IRIS MTS 300 típusú állandó vízszintmérőt telepítettünk. A mérések 2012. 01. 11. és 2013. 07. 10. között zajlottak, a műszerek négy-, illetve félórás időközönként rögzítették a talajvízszinteket. Ezen 16 kút másfél éves idősorait további talajvízszint-idősorokkal egészítettünk ki, melyeket az Alsó-Tisza vidéki Vízügyi Igazgatóság (ATIVIZIG) bocsátott rendelkezésünkre. A 14 db ATIVIZIG talajvíz-megfigyelő kút vízállását három napos időközönként OTT Thalimedes Water Level Sensorral és szalagos méréssel regisztrálták. Az idősorok több mint 14 év hosszúságúak, a 2000. 01. 01. és 2013. 07. 10. közötti időszakot fedik le. A különböző hosszúságú és mérési intervallumú idősorok összehasonlításával azt is vizsgáltuk, hogy a rövidebb vagy kevesebb adatot tartalmazó idősorok is alkalmasak-e a szegedi talajvíz hidrodinamikájának jellemzéséhez. Az összesen 30 talajvíz-monitoringkút kiválasztásánál arra törekedtünk, hogy a várost teljesen lefedő hálózatot kapjunk (1. ábra). A Tisza esetében napi és 3 napos intervallumú idősort használtunk a talajvízszint-idősorok hosszúságának megfelelően.

Az R/S analízist megelőző alapstatisztikai vizsgálatokat IBM SPSS 20.0 szoftverrel végeztük el, melynek célja az adatbázis részletes ellenőrzése és előkészítése volt. Megtörtént a hiányzó értékek kizárása, a kiugró és extrém

értékek szűrése, valamint a normalitás vizsgálat (hisztogram, ferdeség/csúcsosság próba, Q–Q diagram). Az R/S analízis lehetővé teszi különböző időskálájú adatok összehasonlítását is, ezért minden kút vizsgálatához a lehető legnagyobb adatállományt használtuk fel (félórás, négyórás és napi időközű vízszintek).

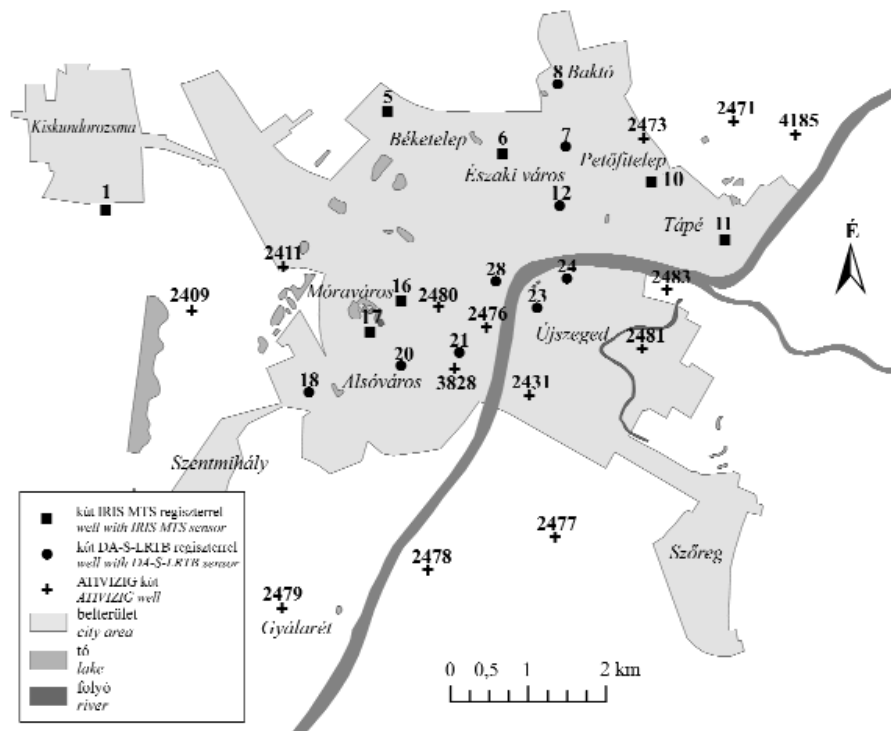
A talajvíz és a folyó vízjárása hosszú távú emlékeztetének vizsgálatához, perzisztens vagy antiperzisztens mivoltának meghatározásához R/S statisztikát alkalmaztunk. A hosszú emlékeztet vizsgálatára alkalmas módszerek közül az újraskálázott terjedelem (R/S) a legelterjedtebb, amely a legkisebb becslési hibával rendelkező módszerek egyike (KALE & BUTAR 2011). Az R/S analízist Benoit 1.3 fraktál-geometriai szoftverrel végeztük el, mely alkalmas az adatok fraktál tulajdonságainak meghatározására. A program különböző időperiódusokra kiszámolja a kumulált adatok átlag körüli ingadozásainak R terjedelmét, majd ezt az adatok S szórásával elosztva standardizálja, melynek eredményeként megkapjuk a Hurst-exponenst.

Az R/S analízissel történő Hurst-együttható becslése a következő 3 lépésből áll (KALE & BUTAR 2011):

1. lépés: A kumulatív összeg minden időpontra megadható az N hosszúságú idősorra a következő képlet alapján:

$$\Gamma_{N,k} = \sum_{i=1}^k (F_i - \mu_N), \text{ ahol } 0 < k \leq N,$$

ahol F_i = az idősor értéke az i -edik időpontban, μ_N = a teljes



1. ábra. A talajvíz-monitoring-kutak elhelyezkedése a mintaterületen
Figure 1. The location of groundwater monitoring wells in the sample area

adatbázis átlaga, amely megadható az alábbi összefüggéssel:

$$\mu_N = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F_i$$

A GR terjedelme megadható a

$$R = \text{Max}(\Gamma_{N,K}) - \text{Min}(\Gamma_{N,K}),$$

képlettel, ahol $\text{Max}(\Gamma_{N,K})$ = maximum értéke és $\text{Min}(\Gamma_{N,K})$ = minimum értéke (PETERS 1996).

A teljes adatbázis értékeinek standard szórása megadható az alábbi összefüggéssel:

$$S = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N [F_i - \mu_N]^2}$$

Az újraszkalázott terjedelem (Rescaled Range) = R/S

2. lépés: A következő lépésben vesszük $N=N/2$ -t, tehát két részintervallumra osztjuk az időtengelyt. Ekkor az R/S átlag értékét kiszámoljuk. A teljes folyamatot megismételjük az adatbázis folyamatosan csökkenő intervallumaira és kiszámoljuk az átlag R/S értékeket.

3. lépés: A Hurst-együttható meghatározható, ha $\log(R/S)$ -t ábrázoljuk $\log(N)$ függvényében; a rájuk illesztett regressziós egyenes meredeksége adja a Hurst-féle kitevőt (MONTANARI et al. 1999).

A kapott Hurst-együtthatókat térképen ArcMap 10 programmal jelenítettük meg, IDW (Inverse Distance Weighting) interpolációt alkalmazva.

A terület földtani és vízföldtani jellemzői

Szeged átlagos tengerszint feletti magassága 84 mBf., az átlagmagasság nyugatról kelet felé 4–5 m-rel csökken. Éghajlata meleg és száraz, évi középhőmérséklete 10,5 °C körül mozog, átlagos csapadékmennyisége 489 mm (OMSZ 2013).

A felszín kialakításában a legnagyobb szerepet a Tisza és a Maros folyórendszere játszotta. A jelentős vastagságú pliocén rétegeket több száz méter vastagságban pleisztocén- és holocén folyóvízi üledék fedi (MAROSI & SOMOGYI 1990). A felszíni viszonyok jelentősen megváltoztak az 1879-es szegedi nagy árvizet követően, amikor az alacsonyan fekvő területek magasságát jelentős vastagságú feltöltéssel növelték meg (ANDÓ 1979). A különböző vastagságú feltöltések miatt a felső 1–2 m-re vonatkozóan — a nagyobb beépítettséggel jellemezhető területeken — nem beszélhetünk földtani képződményekről, csak igen heterogén anyagú, mesterséges feltöltésről. A felszín alatt 1,5 m és 3,5 m között a belváros jobb parti részén szintén csak a feltöltés jellemző, a többi területen pedig az infúziós lösz elterjedése a leggyakoribb. A Tisza bal parti oldalán holocén képződmények

fordulnak elő: ártéri, mocsári, tavi agyag és fiatalabb öntésiszap (KASZAB 1987).

A jobb parti oldalt tekintve a 3–4 méteres lösz alatt helyenként vékony homokos iszap, majd 1–3 m vastag agyag és agyagosiszap-réteg következik. Alatta a Felsővárosban vékony, az Alsóvárosban akár 4–5 m-re vastagodó iszapos finomhomok következik, majd 2–3 m-es agyag. A két agygréteget elválasztó finomhomokos réteg a Tisza 0 pontja körül vízbenyomulást tesz lehetővé, azaz a víz a löszön át a felszínre juthat. Ennek akadálya, hogy e réteg a legtöbb helyen vékony, illetve kicsi a vízáteresztő képessége. A felszíni lösz Kiskundorozsma irányába 3 m-t emelkedik Szeged felől, benne lassú talajvízi szivárgás irányulhat Szeged felé. A talajvíz szintje Szegeden mindenütt a löszben, vagy a lösz alatti homokos iszapban van, ezért belvizes években az alacsonyan fekvő Alsóvárosban és Petőfitelepen a talajvíz a felszínre kerülhet (MIHÁLTZ 1966).

A Tisza bal partján a Tisza jelenkori allúviuma alkotja a felszínt, ez 2–3 m-rel mélyebb a jobb part 79 mBf. körüli pleisztocén felszínénél. Ez az allúvium helyenként a jobb partra is kiterjed, főként az Alsóváros, a Belváros és a Felsőváros partszegélyén. A Tisza-völgy allúviumának települése a következő: a pleisztocén üledékek kierodált felszínére alul durvább, felfelé egyre finomodó laza folyóvízi homok, majd iszapos finomhomok, finomhomokos iszap, agyagos iszap, végül réti agygrétegek települtek, melyeket vékony lepelként borít a legfiatalabb öntésiszap (MIHÁLTZ 1967).

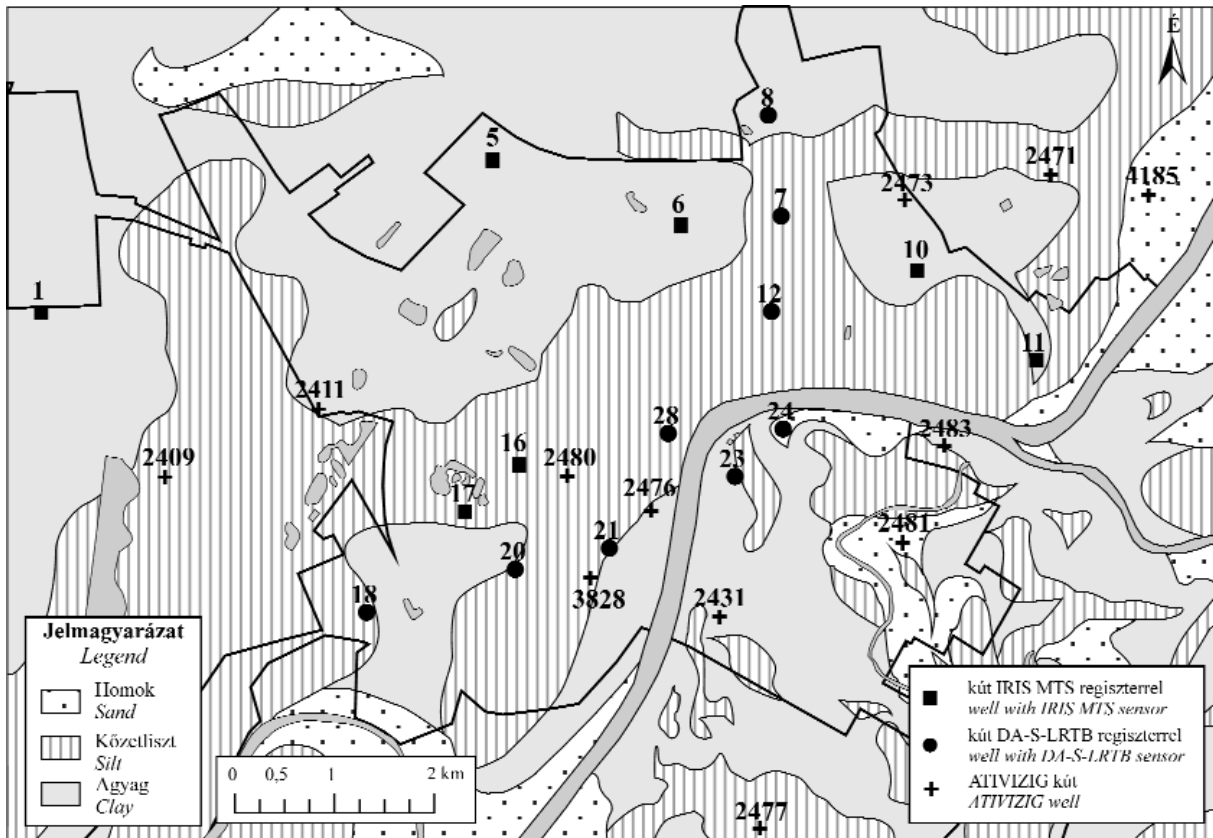
A talajvíz vonatkozásában el kell különítenünk a Tisza jobb parti és bal parti oldalát, ugyanis nem határozható meg egy, az egész területre egységesen összefüggő talajvíztároló réteg. A két oldal között a legfontosabb különbség, hogy a Tisza jobb parti területén a talajvíz általában nyílt tükrű, míg az ellentétes oldalon feszített tükrű (KASZAB 1987). Szegeden a talajvíz szintje jellemzően 3 m-nél mélyebben található, mely mélység vázlatos földtani felépítését a 2. ábra mutatja be. Az ábrát KASZAB (1987) térképe alapján szerkesztettük az általunk vizsgált kutakhoz tartozó fúrási adatok alapján módosítva.

A városi sajátosságokból adódóan mesterséges hatások is befolyásolják a talajvíz mennyiségét és áramlási viszonyait. A települési vízgazdálkodást tekintve fontos kiemelni, hogy Szeged területének 100%-a csatornázott és a csapadékvíz elvezetéséről közel 250 km nyílt árok gondoskodik (ÁGOSTON 2004). A belterületi vízrendezés egyik kiemelt feladata, hogy megakadályozza a káros mértékű talajvízszint-emelkedést, tehát egy kritikus, felszínközeli talajvízállás esetén szabályozza azt. Ez a feladat Szeged túlnyomó részén megoldott.

Eredmények

Az idősorok jellemzése

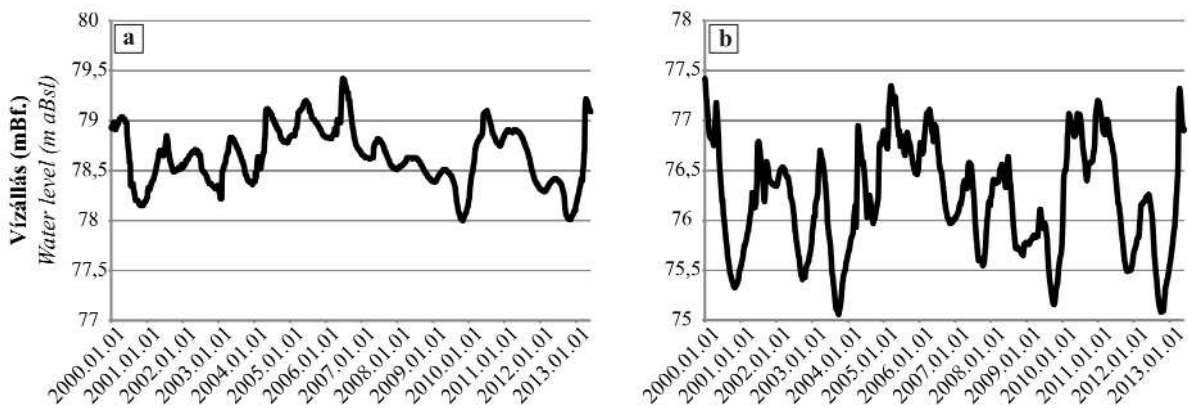
A talajvíz görbéket (két tipikus diagram a 3. ábra a és b részén) vizsgálva kimondható, hogy a kutak vízállásai hasonló trendeket mutatnak a vizsgált 14,5 éves időszakban,



2. ábra. A mintaterület vázlatos földtani térképe 3,5–5,5 m mélységben (KASZAB 1987 után módosítva) a monitoringkutak feltüntetésével
 Figure 2. Schematic geological map of the study area at depth 3.5–5.5 m (modified after KASZAB 1987) with indication of the monitoring wells

miszerint a talajvízszintek maximumai 2005-ben és 2006-ban adódtak, míg a minimumok a 2011 tele és 2013 tavasza közötti időszakra tehetőek. A talajvízgörbék évi menetét tekintve a vizsgált időszak alatt a talajvíz maximuma áprilisra és májusra, esetenként júniusra esett, míg a vízszintek minimumát — néhány kivételtől eltekintve — októberben és novemberben mérték. Az átlagos éves ingadozásokat elemezve nagy különbségek figyelhetők meg mind időben,

mind térben. Az időbeli eltéréseket tekintve a legnagyobb éves ingadozás 2000-ben volt megfigyelhető, a legkiegyenlítettebb vízjárás pedig a 2001. és a 2008. évhez köthető. A több mint 14 éves idősort tekintve az átlagos évi ingás 0,56 m és 2,84 m között alakult, a legkisebb ingással a belváros közepén található 2476. kút, míg a legnagyobbal a külterületen lévő 4185. és 2478. kút jellemezhető. Mindhárom kútban közös, hogy a Tisza közelében helyezkednek el.



3. ábra. A talajvízszintek alakulása a 2476. kút (a) és a 2481. kút (b) példáján 2000. 01. 01. és 2013. 07. 10. között (a vonatkozó 3 napi adatok felhasználásával)

Figure 3. Fluctuations of shallow groundwater level in the example of wells No. 2476 (a) and No. 2481 (b) within the interval 01-01-2000 and 10-07-2013 (using the respective 3-day-data)

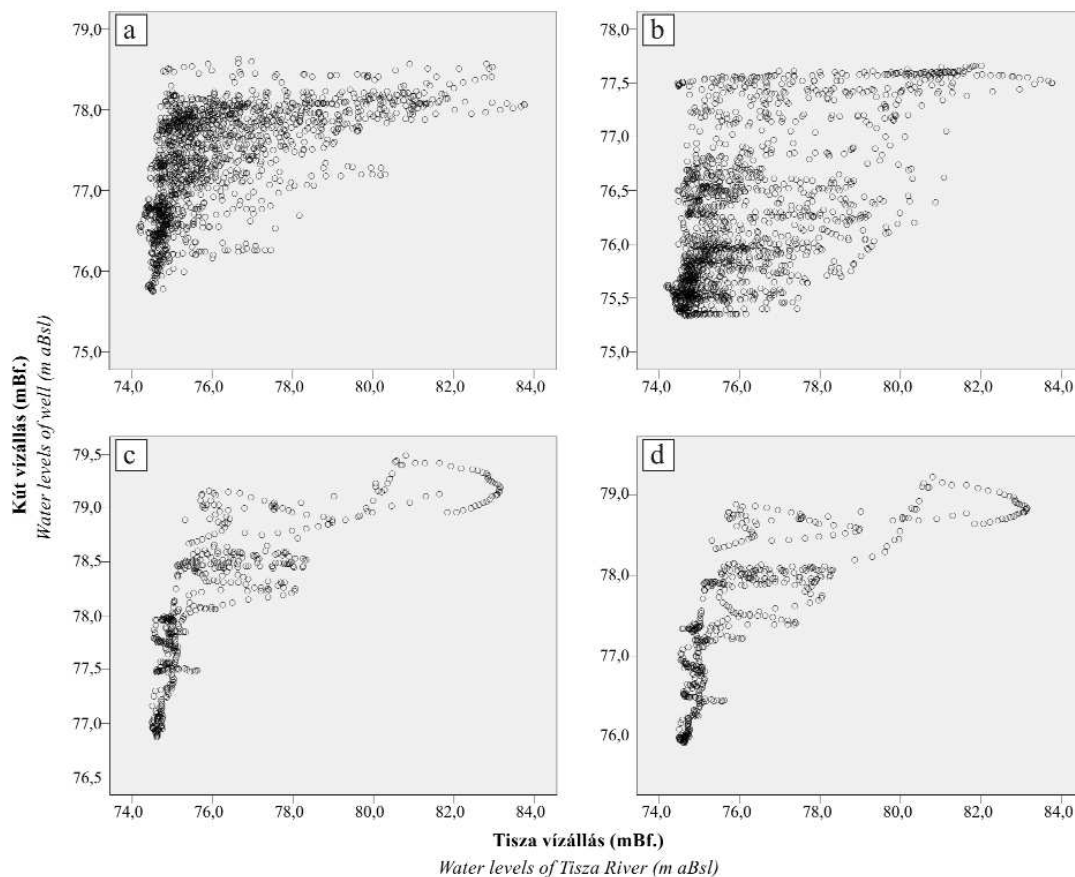
A hosszabb idősorok utolsó 1,5 évét a saját 1,5 éves méréseinkkel összevetve igen hasonló trendeket és statisztikai kapcsolatokat fedeztünk fel, tehát a rövidebb idősorok is alkalmasak a szegedi talajvíz hidrodinamikájának vizsgálatára. Az egyes kutakhoz tartozó idősorok eloszlás vizsgálatánál kiderült, hogy az adatok nem normál eloszlásúak, az esetek túlnyomó részénél két módusú hisztogramokat kaptunk (kivéve a külterületi 2471. kút és az alacsony beépítettségű területen található 2431. kút esetében). Ez azzal magyarázható, hogy a már korábban is említett városi vízrendezések (csatornázás, áttemelések, kitermelés stb.) hatása miatt a talajvíz szintje nem emelkedik egy bizonyos (felszínhez közeli) szint fölé, tehát például a csapadékmennyiség növekedése ellenére változatlan marad a talajvízállás ezen maximális pont elérését követően. Néhány külterületen elhelyezkedő kút kivételével (2477., 2478., 4185.) még a legcsapadékosabb években sem emelkedett 0,5 méternél közelebb a felszínhez a talajvíz szintje (FEJES et al. 2012a). A Tisza vízállásait a talajvízállásokkal összevetve (4. ábra) is jól elkülöníthető az a szint, mely felett már a mesterséges hatások dominálnak, ugyanis a Tisza legmagasabb vízállásainál a talajvíz szintjének változása teljesen független a folyó vízszintingadozásaitól. Mivel kutatásunk során a

természetes hatások feltárása volt a cél, a kutak vízszint-idősorairól leválasztottuk ezeket a mesterséges hatást jelző adatokat, és az így megmaradt — már normál eloszlású — adathalmazt használtuk fel a további vizsgálatokhoz.

Az R/S statisztika eredményei

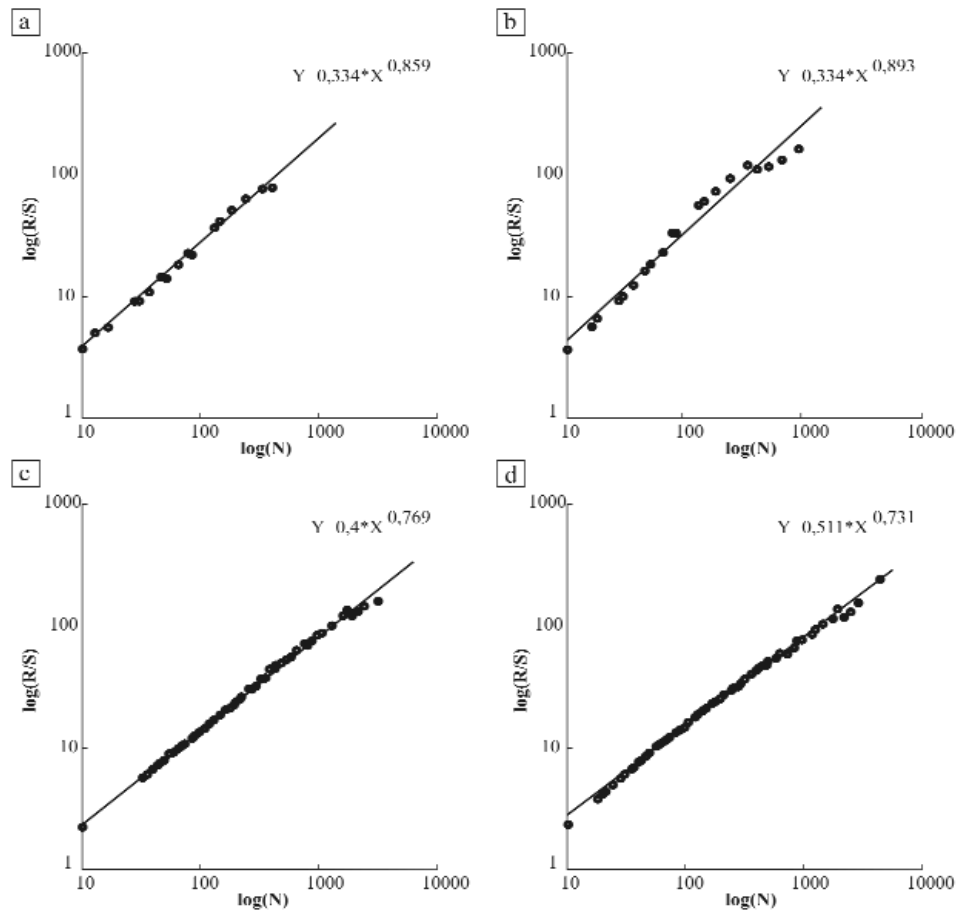
A mesterséges hatásokat jelző adatok leválogatását követően az eredeti adatok 46–100%-a maradt meg (a két normál eloszlású idősorral rendelkező 2431. és 2471. kút esetében felhasználtuk az összes adatot), így 502–20 947 közötti adatszámmal dolgozhattunk. Számos kutatás alapján az R/S analízis relatíve rövid idősoroknál is megbízható eredményt ad. DELIGNIERES et al. (2006) szerint 250 adat felett, CHAMOLI et al. (2007) vizsgálatai alapján már 150 adat felett nagy pontossággal alkalmazható. Az idősor hosszúságára vonatkozó kritériumoknak tehát minden kút időszora megfelelt. Az analízis során a $\log(R/S)$ -t a $\log(N)$ függvényében ábráztuk, melyekből négy jellemző példát az 5. ábra mutat be. Az analízis eredményeit az 1. táblázat tartalmazza.

Az R/S statisztikával a Tiszára 0,65 H értéket számítottunk, melyhez hasonló exponenst ($H=0,7$) eredménye-



4. ábra. A Tisza vízállása a 2473. kút (a), a 2483. kút (b), a 18. kút (c) és a 20. kút (d) vízállásának függvényében (a vonatkozó 3 napi és napi adatok felhasználásával)

Figure 4. The water levels of the Tisza River vs. the water levels of wells No. 2473 (a), No. 2483 (b), No. 18 (c) and No. 20 (d) (using the respective 3-day-data and daily data)



5. ábra. A $\log(R/S)$ a $\log(N)$ függvényében a 2473. kút (a), a 2483. kút (b), a 18. kút (c) és a 20. kút (d) példáján a vonatkozó 3 napi és félórás adatok felhasználásával

Figure 5. $\log(R/S)$ vs. $\log(N)$ in the example of wells No. 2473 (a), No. 2483 (b), No. 18 (c) and No. 20 (d) using the respective 3-day-data and half-hour-data

I. táblázat. Az R/S statisztika eredményei

Table I. Results of R/S analysis

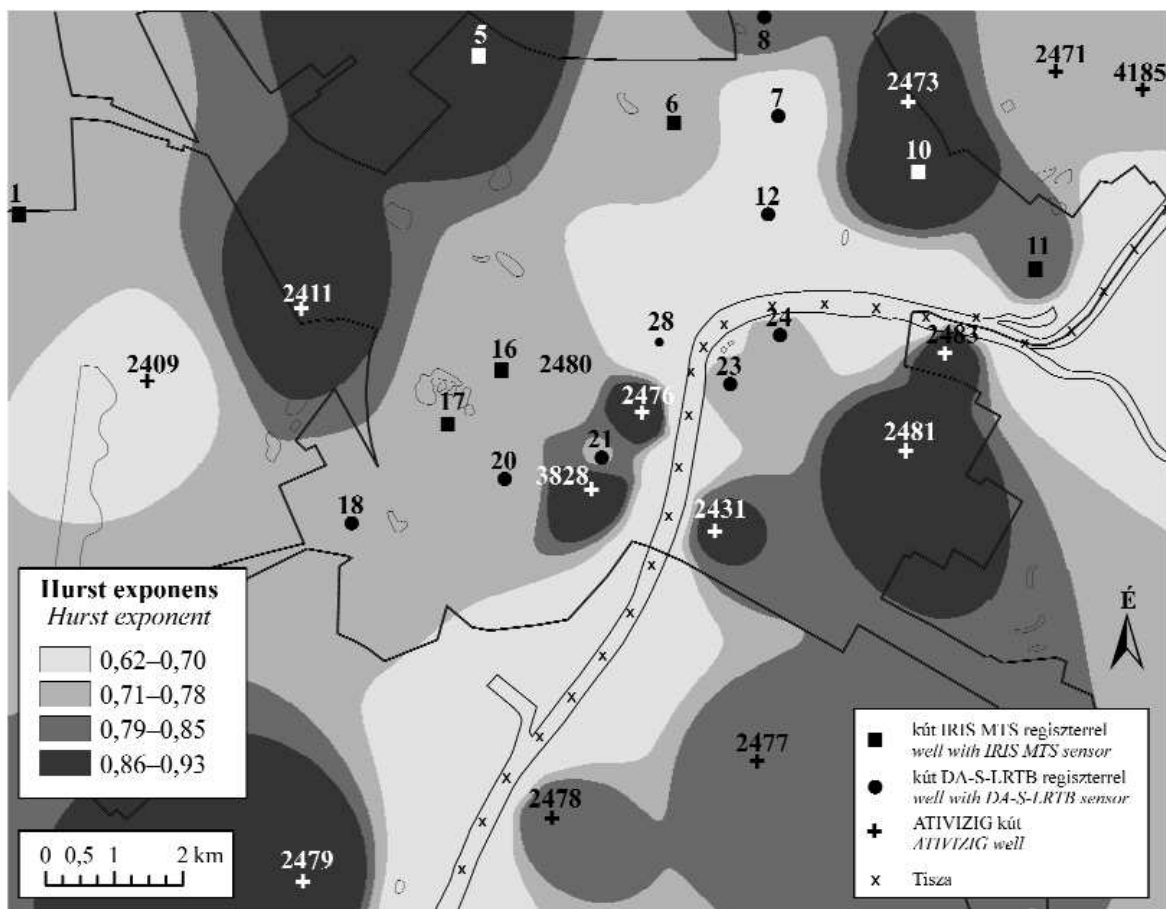
Kút Well	Hurst exponens Hurst exponent	Fraktál dimenzió Fractal dimension	Szórás Standard deviation	Adatszám Data amount	Kút Well	Hurst exponens Hurst exponent	Fraktál dimenzió Fractal dimension	Szórás Standard deviation	Adatszám Data amount
1	0,73	1,27	0,033	605	2409	0,69	1,31	0,065	1031
5	0,88	1,12	0,012	630	2411	0,87	1,13	0,204	755
6	0,71	1,29	0,028	599	2431	0,86	1,14	0,264	1289
7	0,68	1,32	0,520	12503	2471	0,73	1,27	0,081	1633
8	0,79	1,21	0,129	19865	2473	0,86	1,14	0,127	859
10	0,92	1,08	0,112	869	2476	0,90	1,10	0,176	922
11	0,84	1,16	0,011	683	2477	0,81	1,19	0,114	808
12	0,68	1,32	0,169	15812	2478	0,83	1,17	0,335	1485
16	0,73	1,27	0,042	501	2479	0,91	1,09	0,198	888
17	0,80	1,20	0,091	614	2480	0,75	1,25	0,143	1603
18	0,77	1,23	0,196	20158	2481	0,91	1,19	0,249	724
20	0,73	1,27	0,124	17935	2483	0,89	1,11	0,156	844
21	0,81	1,19	0,055	13655	3828	0,93	1,07	0,262	1339
23	0,75	1,25	0,419	17388	4185	0,75	1,25	0,088	659
24	0,75	1,25	0,045	20947	Tisza	0,65	1,35	0,323	4939
28	0,62	1,38	0,410	18949					

zett korábban ELEK & MÁRKUS (2005) R/S analízise a folyó szegedi vízmércéjéhez tartozó idősorára vonatkozóan. A Tisza és az egyes kutak Hurst-féle kitevőjét összehasonlítva lehetővé válik a kutak elkülönítése hosszú távú viselkedésük alapján, illetve, hogy milyen mértékben hasonlít fluktuációjuk a Tiszáéra. Az egyes talajvíz-idősorok H értékei 0,62 és 0,93 között szóródnak, tehát a Tiszához hasonlóan perzisztens jellegűek. A perzisztencia a talajvíz esetén azt jelenti, hogy amennyiben a talajvízszint emelkedik (vagy csökken) egy periódusban, akkor várhatóan az emelkedés (vagy csökkenés) folytatódni fog a következő periódusban is. Az eredmények arra is reflektálnak, hogy a különböző hosszúsággal, mérési intervallummal és adatszámmal rendelkező idősorok a skálainvariáns jellegnek megfelelően jól összevethetők ezzel a módszerrel, ugyanis az egyes kutaknál hasonló Hurst-féle kitevőket kaptunk. A legalacsonyabb H-érték ($H=0,62$) a 28. számú kútnál adódott, míg a legmagasabb (0,91–0,93) értékek a 2479., a 2481., a 10. és a 3828. kutakat jellemzik. A Tiszához leginkább közelítő Hurst-együttható ($H=0,65$) a 7., 12. és 28. számú mérési pontokhoz társul 0,62–0,68 közötti H-értékekkel, ám kis különbséggel ehhez a sorhoz csatlakozik a 2409. jelű kút is ($H=0,69$).

Diszkusszió

A Tisza és a talajvíz hosszú távú kapcsolatrendszere, összefüggések a földtani viszonyokkal

A kapott Hurst-együtthatók (0,62–0,93) alapján vitathatatlan, hogy a szegedi talajvízrendszer vízszintingadozásait frakcionális Brown-típusú mozgás jellemzi, ám azok eltérő fokú perzisztenciával írhatók le. Az eredmények térbeli összehasonlításához az egyes kutakra és a Tiszára vonatkozó Hurst-féle kitevőket térképen ábrázoltuk (6. ábra). Fontos megjegyezni, hogy az interpolációt kizárólag a jó vizuális megjelenítés érdekében használtuk, hiszen a szomszédos kutak között nem feltétlenül beszélhetünk hidrodinamikai kapcsolatokról. Az ábra segítségével lehatárolhatók azok a kutak, melyek talajvízszint-változása leginkább hasonlít a Tisza fluktuációjára. A legvilágosabb szín reprezentálja a Tiszához tartozó $H=0,65$ értéket, illetve az ettől az értéktől kismértékben eltérő exponenseket (0,62–0,69); tehát minél világosabb egy terület, ott annál inkább hasonlít a talajvízszintek viselkedése a Tisza vízszintváltozásaihoz. Az eredmények alapján ebbe a kategóriába a 7., a 12., a 28. és a 2409. kút tartozik, melyek közül a 28. számú



6. ábra. A Hurst exponensek térbeli megoszlása a Tisza és a talajvíz vonatkozásában (a Tisza H értékei 25 ponton megadva)

Figure 6. Spatial distribution of Hurst exponents of the Tisza River and groundwater (H values of the Tisza River were given in 25 points)

belvárosi kút talajvízjárása jellemezhető a legalacsonyabb perzisztenciával ($H=0,62$). A Tisza fluktuációjával való hasonlóság a 28. és a 12. kút esetében egyértelmű, hiszen előbbi mindössze 350 m-re fekszik a folyótól, míg utóbbi a Tisza egykori holtágának területén található. A 2409. kút bár igen távol helyezkedik el a Tiszától, a hasonló érték a Maty-ér közelségével magyarázható, ugyanis az ér jelenleg is hidrológiai kapcsolatban van a folyóval, vízutánpótlását közvetlenül a Tiszából kapja. A 7. kút Hurst-együtthatója ($H=0,68$) szintén hasonló a Tiszáéhoz, ám ez nem feltétlenül jelenti a folyóval való kapcsolatot. A kút több mint 1,5 km-re helyezkedik el a Tiszától, ezért valószínűsíthetően a folyó fluktuációja itt már nem befolyásolja a talajvízállást, azonban a hasonló exponensű 12. kúttal lényegében azonos földtani felépítés jellemzi. A Tiszától néhány 100 m-re található 23., 24., 2476. és 2483. kutak esetében a folyóra jellemző $H=0,65$ értéknél jóval magasabb Hurst-együtthatókat kaptunk, tehát viselkedésük kevésbé hasonlít a folyóra, melyek oka lehet, hogy e kutak közvetlen környezetében döntően rossz vízvezető képességű agyag található. Három kút (2479., 2481. és 2483.) esetében a Tiszától nagyban eltérő H -érték a vízrajzi helyzetükkel hozható összefüggésbe, ugyanis a 2479. kút a Gyálai Holt-Tisza, míg a 2481. és a 2483. kút a Holt-Maros partján található, melyek vízszint-ingadozásai befolyásolhatják inkább a talajvízjárást ezeken a területeken.

A legmagasabb H -értékekkel ($H>0,86$) leírható, és így a legnagyobb fokú perzisztenciával jellemezhető idősorokhoz tartozó kutak (5., 2411., 2473., 10., 2476., 3828., 2479., 2431., 2481. és 2483.) elhelyezkedése látszólag véletlenszerű, azonban földtani felépítésüket vizsgálva igencsak hasonlóak. A kutak környezetének rétegsorát a telepítésükkor készített fúrási jegyzőkönyvekből 10 m mélységig (a telepítéskori talpmélységig) ismerjük. Az előbb felsoroltak közül a Tisza jobb partján elhelyezkedő 7 kút esetében a teljes szelvény agyag, míg a három bal parti kútnál a felső néhány m-ben az iszap és az agyag dominál. Ezek alapján kijelenthető, hogy a leginkább agyagos területeken erős perzisztencia jellemezi a talajvíz viselkedését. Azon kutak talajvízjárása, melyek környezetében — főként a felszín közelében — számottevő, legalább 1 m vastagságú homok a jellemző (1., 6., 12., 18., 20., 21., 28.), alacsonyabb perzisztenciával írható le ($H<0,78$). Ez azzal magyarázható, hogy a homok jobb vízvezető képessége révén a beszivárgó vizet gyorsan áttereszt, kevésbé képes hosszú időn keresztül a talajvízszintek növekvő vagy csökkenő tendenciáját biztosítani, így viselkedése jobban közelít a véletlenszerű mozgáshoz.

Az egyes kutakban mért átlagos relatív talajvízszinteket a Hurst-féle kitevőkkel összevetve nem találtunk szignifikáns kapcsolatot, tehát a talajvízjárás hosszú távú emlékezetét a talajvízszintek felszíntől való mélysége nem befolyásolja számottevően. A H -értékek térbeli eloszlását vizsgálva látható, hogy a magas és alacsony exponenseket jelző anomáliák elhelyezkedése igen változatos, taláunk nagy perzisztenciával jellemezhető részeket a feltöltött belvárosban és a külterületeken egyaránt. Ezek alapján a beépít-

tettségtől és az egyéb városi jellegből adódó antropogén hatásoktól független a Hurst-féle kitevők térbeli eloszlása, tehát az adatokat helyesen válogattuk le, melyekkel így valóban csak a természetes folyamatokat vizsgáltuk. A fentiek tükrében kijelenthetjük, hogy a talajvíz fraktál viselkedését elsősorban a földtani viszonyok (és a vízvezető képesség), illetve néhány területen a Tisza fluktuációja határozza meg.

Következtetések

Tanulmányunkban a szegedi talajvízrendszer és a Tisza vízjárását, valamint R/S analízis segítségével ezek fraktál tulajdonságait vizsgáltuk, melyek alapján az alábbi következtetésre jutottunk:

A talajvíz monitoring kutak vízállás adatait elemezve hasonló vízjárási trendeket tártunk fel, miszerint a talajvízszintek maximumai a 2005. és a 2006. évre tehetőek, míg a minimumok a 2011. tele és 2013. tavasza között alakultak a vizsgált időszak során (2000. 01. 01. és 2013. 07. 10. között). Az éves trendeket illetően a maximumok tavasz végén, míg a minimumok őszi végén adódtak.

A talajvízszint-adatok eloszlásvizsgálatával kiderült, hogy az idősorok többsége kétmódusú, tehát nem normál eloszlású. A két módus abból adódik, hogy a talajvízszint egy bizonyos szintet meghaladva már nem, vagy alig változik, mely felett valószínűleg a városi jellegből adódó mesterséges hatások a meghatározóak. A természetes hatások vizsgálatához tehát szükséges a talajvízszint-idősorokról levalasztni ezeket az adatokat.

A Tisza 14,5 éves vízállás idősorára az R/S analízis során $H=0,65$ eredményt kaptunk, mely alapján a folyó perzisztens jellegű. Igaz tehát a folyó fluktuációjára, hogy magas vízállásokat nagyobb valószínűséggel követnek magas vízállások és kisebbeket pedig nagyobb valószínűséggel kisebbek.

Bizonyítottuk a hosszú távú memória meglétét a szegedi talajvízjárásra vonatkozóan is, hiszen az egyes kutakhoz tartozó Hurst-együtthatók minden esetben 0,5 felett alakultak; 0,62 és 0,93 közötti értékekkel.

A kapott H -értékek rávilágítanak arra is, hogy az R/S analízis skálainvariáns jellege miatt alkalmas az eltérő hosszúságú (14,5 éves és 1,5 éves) és mérési intervallumú (3 napos, fél-, illetve négyórás) idősorok összevetésére, ugyanis a vizsgált területen a különböző kutakhoz tartozó idősoroknál igen hasonló értékeket eredményezett.

Az egyes talajvízkutakhoz tartozó Hurst-féle kitevők alapján néhány kút esetében hasonló viselkedést mutat a talajvíz járása, mint a Tiszáé. Ezeknél a kutaknál — egy kivételével — bizonyítható a Tiszával való hidrológiai kapcsolat.

A Hurst-együtthatók térbeli eloszlását ábrázoló térképet az egyes kutak környezetének földtani viszonyaival összevetve számos összefüggést fedeztünk fel. Általánosságban elmondható, hogy a több méteres agyagszinttel jellemezhető területeken a talajvízjárás perzisztenciája jóval

nagyobb fokú, mint a relatíve vastag homokréttaggal rendelkezők esetén. A fentiek alapján tehát a földtani felépítés, illetve a képződmények vízvezető képessége erősen befolyásolja a talajvízjárás hosszú távú memóriáját.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói,

illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos program című kiemelt projekt által nyújtott személyi támogatással valósult meg. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

A kutatás eszközbeszerzéseit a TÁMOP-4.2.2/08/ 1/2008-0008 keretében a Nemzeti Fejlesztési Ügynökség támogatta.

Köszönettel tartozunk továbbá Dr. SZANYI Jánosnak, Dr. Kovács Balázsnak és Dr. MUCSI Lászlónak, hogy a vízszintmérőket rendelkezésünkre bocsátották.

Irodalom — References

- ÁGOSTON I. 2004: Szeged város vízellátásának és csatornázásának krónikája. — Szegedi Vízmű Zrt., Szeged, 134 p.
- ANDÓ M. 1979: Szeged város település-szintje és változásai az 1879. évi árvízkatasztrófát követő újjáépítés után. — *Hidrológiai Közlöny* **59/6**, 274–276.
- BAKUCZ P. 1996: A hidrodinamikai fraktál diszperzió. — *Hidrológiai Közlöny* **76/5**, 289–299.
- BENKÓ Zs., MOLNÁR F. & LASPINASSE, M. 2008: Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában I.: Módszertani alapvetés és alkalmazás a Velencei-hegység fluidummobilizációs folyamataira. — *Földtani Közlöny* **138/3**, 229–246.
- CHAMOLI, A., BANSAL, A. R. & DIMRI, V. P. 2007: Wavelet and Rescaled Range approach for the Hurst coefficient for short and long time series. — *Computers & Geosciences* **33**, 83–93.
- DELIGNIERES, D., RAMDANI, S., LEMOINE, L., TORRE, K., FORTES, M. & NINOT, G. 2006: Fractal analyses for ‘short’ time series: A reassessment of classical methods. — *Journal of Mathematical Psychology* **50**, 525–544.
- ELEK P. & MÁRKUS L. 2005: Tisza és mellékfolyói vízhozam-adatainak idősoros elemzése. — *Kézirat*, Kutatási jelentés, 36 p.
- ELEK, P. & MÁRKUS, L. 2004: A long range dependent model with nonlinear innovations for simulating daily river floods. — *Natural Hazards and Earth System Sciences* **4**, 277–283.
- FAMIGLIETTI, J. S., RYU, D. R., BERG, A. A., RODELL, M. & JACKSON, T. J. 2008: Field observations of soil moisture variability across scales. — *Water Resources Research* **44**, W01423. doi:10.1029/2006WR005804.
- FEJES I., FARSANG A. & M. TÓTH T. 2012a: Talajvíz minőségi és mennyiségi monitoring városi környezetben, Szegeden. — *Földrajzi Közlemények* **136**, 254–270.
- FEJES, I., FARSANG, A. & PUSKÁS, I. 2012b: Potential effects of the contaminated groundwater on human health in Szeged, SE Hungary. — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* **7/3**, 119–126.
- HURST, H. E. 1951: Long-Term Storage Capacity of Reservoirs. — *Transactions of the American Society of Civil Engineers* **116**, 770–799.
- HURST, H. E., BLACK, R. P. & SIMAIKA, Y. M. 1965: *Long-Term Storage: An Experimental Study*. — Constable, London, 145 p.
- KALE, M. & BUTAR, F. B. 2011: Fractal Analysis of Time Series and Distribution Properties of Hurst Exponent. — *Journal of Mathematical Sciences & Mathematics Education* **5/1**, 18–19.
- KASZAB I. 1987: Építésföldtani összefüggések Szeged és környéke felszínközeli üledékeiben. — A MÁFI és a Szeged Városi Tanács közös kiadása, Budapest. 113 p.
- KIRCHNER, J. W., FENG, X. & NEAL, C. 2001: Catchment-scale advection and dispersion as a mechanism for fractal scaling in stream tracer concentrations. — *Journal of Hydrology* **254**, 82–101.
- KOVÁCS J., SZABÓ P. & SZALAI J. 2004: Talajvízállás adatok idősoros vizsgálatai a Duna–Tisza közén. — *Vízügyi Közlemények* **86/3–4**, 607–624.
- KOVÁCS, J., KISZELY-PERES, B., SZALAI, J. & KOVÁCSNÉ SZÉKELY, I. 2010: Periodicity in shallow groundwater level fluctuation time series on the Trans-Tisza Region, Hungary. — *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* **4–5**, 65–70.
- LI, Z. W. & ZHANG, Y. K. 2007: Quantifying fractal dynamics of groundwater systems with detrended fluctuation analysis. — *Journal of Hydrology* **336**, 139–146.
- LITTLE, M. A. & BLOOMFIELD, J. P. 2010: Robust evidence for random fractal scaling of ground water levels in unconfined aquifers. — *Journal of Hydrology* **393**, 362–369.
- M. TÓTH T. 2010: Determination of geometric parameters of fracture networks using 1D data. — *Journal of Structural Geology* **32/7**, 878–885.
- MANDELBROT, B. B. & WALLIS, J. R. 1969: Robustness of Rescaled Range R/S in Measurement of Noncyclic Long Run Statistical Dependence. — *Water Resources Research* **5**, 967–988.
- MÁRKUS, L. & KOVÁCS, J. 2002: Modelling water capacity of spring: A multifractal approach. — In: BAYER, U., BURGER, H. & SKALA, W. (eds): *Proceedings of IAMG 2002, 8th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology. Berlin, Germany*, 381–386.
- MAROSI S. & SOMOGYI S. (szerk.) 1990: *Magyarország kistájainak katasztere, I–II*. — MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest. 1023 p.

- MIHÁLTZ I. 1966: A Tisza-völgy déli részének vízföldtana. — *Hidrológiai Közlemény* **46/2**, 74–89.
- MIHÁLTZ I. 1967: A Dél-Alföld felszín közeli rétegeinek földtana. — *Földtani Közlemény* **97/3**, 294–307.
- MONTANARI, A., TAQQU, M. S. & TEVEROVSKY, V. 1999: On estimating the intensity of long-range dependence in the presence of periodicity: An empirical study. — *Math. Comput. Model.* **29**, 217–228.
- OMSZ (Országos Meteorológiai Szolgálat), 2013. http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/varosok_jellemzoi/Szeged/ (Letöltés ideje: 2013. 09. 25.)
- PETERS, E. E. 1996: *Chaos and Order in the Capital Markets: A New View of Cycles, Prices, and Market Volatility* (2nd ed.). — John Wiley & Sons, Inc, 274 p.
- SZABÓ, GY. & BESSENYEI, É. 2013: Studying groundwater pollution in the surroundings of a recultivated sewage disposal site in eastern Hungary. — *Journal of Selçuk University Natural and Applied Science, Special Issue (IOCEST Conference 2013)*, 1–12.
- SZALAI J. 2003: Fejezetek a talajvízszint-észlelő hálózat kialakulásának és fejlődésének történetéből. — *Felszín Alatti Vizekért Alapítvány X. Konferenciájának kiadványa, Balatonfüred*. 19 p.
- SZALAI J. 2011: Talajvízszint-változások az Alföldön. — In: RAKONCZAI J. (szerk.): *Környezeti változások és az Alföld*. Nagyalföld Alapítvány, Békéscsaba, 97–110.
- SZALAI J. 2012: Időjárási szélsőségek hatása a Duna–Tisza köze talajvízjárásának alakulására. — In: BLANKA V. (szerk.): *Kockázat – konfliktus – kihívás: a VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciájának absztrakt kötete*. SZTE TTK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged, p. 205.
- SZALAI, Z., JAKAB, G. & MADARÁSZ, B. 2004: Estimating the vertical distribution of groundwater Cd and Cu contents in alluvial sediments (River Danube). — In: AAGARD, P. (ed.): *Proceedings of the International Workshop: Saturated and unsaturated zone: integration of process knowledge into effective models. COST action 629, Fate, Impact and Indicators of Water Pollution in Natural Porous Media. Rome, Italy*, 303–312.
- SZALAI J., KOVÁCS J. & KOVÁCSNÉ SZÉKELY I. 2011: A Duna–Tisza köze csapadék és talajvízszint-adatainak vizsgálata klaszteranalízissel. — In: RAKONCZAI J. (szerk.): *Környezeti változások és az Alföld*. Nagyalföld Alapítvány, Békéscsaba, 111–118.
- TESSIER, Y., LOVEJOY, S., HUBERT, P., SCHERTZER, D. & PECKNOLD, S. 1996: Multifractal analysis and modeling of rainfall and river flows and scaling, causal transfer functions. — *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **101**, 26427–26440.
- ZHANG, Y. K. & LI, Z. W. 2005: Temporal scaling of hydraulic head fluctuations: nonstationary spectral analyses and numerical simulations. — *Water Resources Research* **41**, W07031. doi:10.1029/2004WR003797.
- ZHANG, Y. K. & LI, Z. W. 2006: Effect of temporally correlated recharge on fluctuations of groundwater levels. — *Water Resources Research* **42**, W10412. doi:10.1029/2005WR004828.
- ZHANG, Y. K. & SCHILLING, K. 2004: Temporal scaling of hydraulic head and river base flow and its implication for groundwater recharge. — *Water Resources Research* **40**, W03504. doi:10.1029/2003WR002094.
- Kézirat beérkezett: 2013. 11. 28