

ŠTÚDIUM INTERAKCIE POVRCHOVÝCH A PODZEMNÝCH VÔD POMOCOU TEPLITOV NA PRÍKLADE DUNAJSKEJ RAMENNEJ SÚSTAVY

SURFACE AND GROUND WATER INTERACTION STUDY BY HELP OF TEMPERATURE
ON THE EXAMPLE OF DANUBE RIVER BRANCHES NETWORK

David Krčmář, Kamila Hodasová, Katarína Holubová

ABSTRACT

The surface and groundwater monitoring network in the Danube floodplain was set up as a part of the project LIFE 14 NAT/SK/001306. Thanks to the high flow in the old river bed of the Danube River the surface and groundwater interaction could be studied by measuring water levels and water temperatures. Peak of the high flow in the river was ten times higher than the average one and the high flow lasted eight days. The water levels were measured and then analysed by help of profiles, perpendicular to the river. Temperatures were approximated by sinusoid and analysed by help of charts. The results show that the change in the groundwater level was nearly 4 meters by the river and reach more than 1,500 meters from the river, where the change was 1.5 meter. The biggest change in the groundwater temperature was 1 °C, 30 meters from the river and reach more than 430 meter to the contrary to other studies, where authors declare maximal reach up to 200 meters.

KEY WORDS

Temperature, interaction, surface and ground water, river branch system

KLÚČOVÉ SLOVÁ

Teplota, interakcia, povrchová a podzemná voda, ramenná sústava

ÚVOD

V posledných desaťročiach zaznamenali štúdie interakcie povrchových a podzemných vôd vzostup v dôsledku snahy o integrované riadenie vodárenských zdrojov, ako aj pre návrhy nových prístupov v monitovaní, vrátane modelovania (Ebrahim et al., 2013). Európska rámcová smernica o vodách, definovala nové nariadenia, ktorými je vyžadovaný nový interdisciplinárny výskum v súvislosti medzi oblastami hydrológie, hydrogeológie, hydrogeochemie a ekológie. Tým je umožnené definovanie priestorového a časového rozsahu interakcií medzi povrchovými a podzemnými vodami (Fleckenstein et al., 2010; Dahl et al., 2007). Aspekty a mechanizmy interakcií vôd vo vzťahu ku klimatickým, geologickým a geomorfologickým

podmienkam, ako aj k biotickým faktorom sú hodnotené a syntetizované v publikácii Sophocleousa (2002).

Výskum interakcií povrchových a podzemných vôd riešený analytickými metódami je široko diskutovaný v množstve zahraničných publikácií. Rau et al. (2010) definujú využitie analytických metód využívajúcich prirodzené teplo ako indikátora výmeny medzi povrchovými a podzemnými vodami. Anibas et al. (2009) opisujú použitie vertikálnych teplotných profilov doplnených analytickými riešeniami s využitím programu VS2DH. Daná metóda predstavuje jednoduchú a lacnú možnosť presného získania údajov o prúdení povrchových a podzemných vôd medzi zvodnenou vrstvou a riekou alebo jazerom. Keery et al. (2007) skúmali časovú a priestorovú variabilitu

doc. RNDr. David Krčmář, PhD., Mgr. Kamila Hodasová

Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra hydrogeológie, Mlynská dolina, Ilkovičova 6,
842 15 Bratislava, david.krcremar@uniba.sk

doc. RNDr. David Krčmář, PhD., Ing. Katarína Holubová, PhD.

Výskumný ústav vodného hospodárstva, Odbor hydrológie a hydrotechniky, Nábr. arm. gen. L. Svobodu 5, 812 49 Bratislava

interakcií povrchových a podzemných vôd, ako aj vývoj a aplikáciu analytických metód. Guay et al. (2013) porovnávali dva modelovacie prístupy na posúdenie interakcie v obci Havelock, v Kanade. Interakcie podzemných a povrchových vôd riešených pomocou numerického modelovania sú uvedené v príspevku Sterteho et al. (2018) alebo Stefanu et al. (2018). Pri meraní zmeny hladiny podzemnej vody a teploty pomocou datalogera je dôležité použiť vhodný interval záznamu dát (Ebrahim et al., 2013).

Pochopenie interakcie medzi povrchovými a podzemnými vodami súvisí s praktickými dôsledkami kvality vody, kedy pri výmene vody medzi povrchovým tokom a zvodnenou vrstvou dochádza k miešaniu vody a tým k možným zmenám kvality (Guay et al., 2013). V publikácii Constanza et al. (2003) sú opísané všeobecné princípy a postupy, pomocou ktorých sa môže prirodzený transport tepla využiť na odvodenie pohybu podzemnej a povrchovej vody. V publikácii Hatcha et al. (2006) je charakterizovaná komplexná priestorová a časová dynamika interakcií povrchových a podzemných vôd na základe kvantifikácie amplitúdy teplotných zmien podzemných vôd. Passadore et al. (2015) definovali využitie tepla ako indikátora časovej a priestorovej variability interakcií povrchových a podzemných vôd v spojení s meraniami výšky hladiny vody. Interakcie povrchových a podzemných vôd boli riešené aj v súvislosti s klimatickými zmenami. Výsledky z týchto štúdií poskytujú užitočné informácie o dlhodobých údajoch súvisiacich s otázkou zásobovania vodou, ako aj o hodnotení podmienok toku pre vodné ekosystémy (Saha et al., 2017; Scibek et al., 2007).

Väčšina štúdií sa zameriava na prestup vody medzi dnom rieky a zvodneným prostredím bezprostredne pod ním a prúdením vody vo vertikálnom smere. Existuje pomerne málo štúdií, ktoré sa venujú horizontálному prúdeniu počas interakcie povrchových a podzemných vôd. Takéto výskumy sú uvedené napríklad v prácach Duque et al. (2010), García-Gil et al. (2014) a Xie a Batlle-Aguilar (2017). Analytické vzťahy riešiace problematiku interakcie povrchových a podzemných vôd sú detailne spracované v učebnici Mucha a Šestakov (1987). Vplyv kolmatácie rieky na interakciu s podzemnou vodou rozpracoval Mucha et al. v tretej kapitole knihy „Riverbank Filtration Hydrology“ (Hubbs Ed., 2006).

Riešenie dynamiky interakcie medzi povrchovými a podzemnými vodami môže byť určujúce aj pri hodnotení povodňovej situácie a vysokých prietokoch, kedy sa zvyšuje výška hladiny v zvodnej vrstve tým, že infiltruje časť vody z povrchového toku (Krčmář, 2012). Príspevok využíva výsledky monitoringu robeného v rámci projektu LIFE 14 NAT/SK/001306 (ďalej len projekt, Holubová et al., 2018), v ktorom sa v jednej z čiastkových úloh rieši interakcia medzi

povrchovými a podzemnými vodami. Údaje o teplote podzemnej a povrchovej vody je možné použiť na presnejší popis vplyvu prechodu vysokého prietoku v rieke na zmenu hladiny podzemnej vody a poukazuje aj na limity teploty vody ako prirodzeného stopovača.

METODIKA

Predmetné územie, ramenná sústava Dunaja, sa nachádza medzi starým korytom Dunaja a prívodným kanálom pre vodnú elektráreň Gabčíkovo, od nápustného objektu pri Dobrohošti po vyústenie ramennej sústavy do Dunaja na úrovni vodnej elektrárne (obr. 1). Najkomplexnejšie bolo zhodnotenie celého územia Žitného územia počas riešenia projektu PHARE/EC/WAT/1 a hlavné výsledky sú zhruňté v záverečnej správe (PHARE, 1995). V celom území sa aj v súčasnosti sledujú zmeny v hydrologických režimoch povrchovej a podzemnej vody, zmeny kvality povrchovej a podzemnej vody, zmeny v pôdnej vlhkosti a zmeny v lesných porastoch a biote. Výsledky monitoringu životného prostredia sú zhruňté v ročných monitorovacích správach dostupných na internete (<http://www.vvb.sk/gabcikovo.gov.sk/index.php?page=pristup-k-udajom-monitoring>). Prehľad vývoja zmien na Žitnom ostrove po šiestich rokoch monitoringu spracoval Mucha (1999).

V zmysle geomorfologického členenia územia podľa zdroja Mazúr, Lukniš, 1986 (in Atlas krajiny SR, 2002) predmetné územie patrí do oblasti *Podunajská nížina*, celok *Podunajská rovina*. Z klimatických pomerov je podstatné, že územie patrí k najteplejším územiam na Slovensku s priemerným úhrnom zrážok 450 mm – 550 mm a s úhrnom evapotranspirácie 450 mm až 500 mm. Z hydrologického hľadiska je dôležitý prietok na Dunaji, kde dlhodobý priemerný prietok Dunaja na vodomernej stanici SHMÚ Bratislava je $2340 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, pričom do starého koryta je púštané priemerne $380 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a zvyšok ide do prívodného kanála. Časť vody z prívodného kanála je cez nápustný objekt v Dobrohošti odvádzaná do ramennej sústavy s priemerným prietokom $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Malík et al., 2005). V roku 2017 bol v rámci monitoringu na projekte zistený priemerný prietok $28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Z geologickejho hľadiska je územie súčasťou gabčíkovej depresie s najväčšími hrúbkami kvartérnych sedimentov na Slovensku a to až do 500 metrov. Z kvartérnych sedimentov tu dominujú fluviale sedimenty Dunaja stredného až vrchného pleistocénu, označované ako dunajská štrková séria. Súvrstvie pozostáva zo strednozrnných až hruboziernych štrkov, piesčitých štrkov a pieskov. Na nich sa nachádzajú holocenne sedimenty vrchného súvrstvia, ktoré tvoria laterálne sa meniaci povodňový nivný kryt. Reprezentujú ich hlinité a piesčito-hlinité povodňové sedimenty s hrúbkou 3 až 5 metrov s nízkou hodnotou

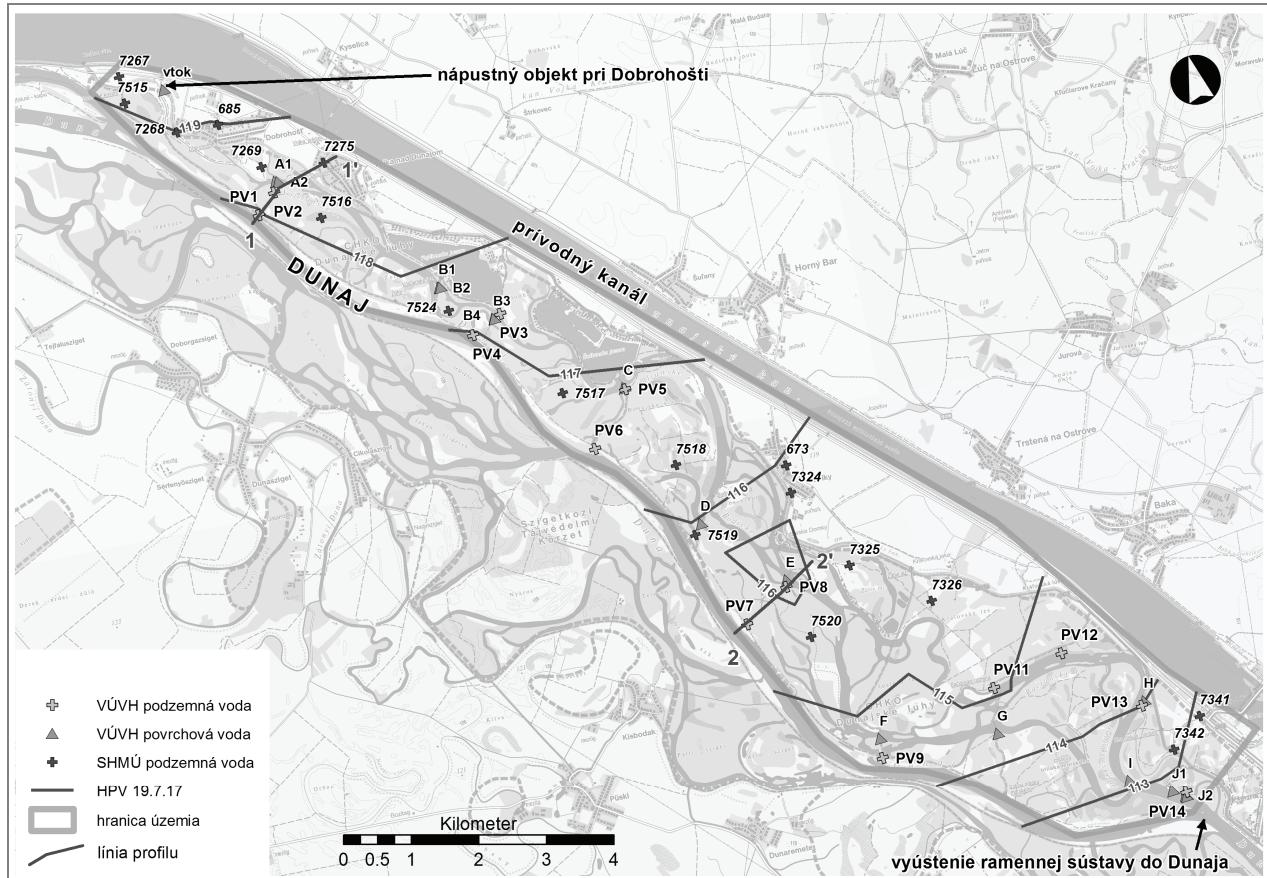
koeficienta filtrácie. Zo štatistického spracovania 812 vrtov bola vypočítaná priemerná hodnota koeficient filtračie $5,6 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (medián = $2,9 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) (Malík et al., 2005).

Hydrogeologickej pomery sú zhodnotené v ročných monitorovacích správach, z ktorých vyplýva, že v priestore ramennej sústavy nastal pokles hladiny podzemnej vody, ktorý je spôsobený kolmatáciou ramien, nižšími prietokmi v starom koryte Dunaja (napr. v roku 2017 bol priemerný ročný prietok $340 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ oproti roku 1997, kedy bol prietok cca $520 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), ale aj celkovo menším prepúšťaním množstvom vody cez náplastný objekt. V okolí ramennej sústavy, po uvedení vodného diela do prevádzky, hladiny podzemných vôd vplyvom silného drenážneho efektu Dunaja poklesli viac ako 1 m (Chalupka, Paľušová, 2002 in Malík et al., 2005). Z priebehu hydroizohýps pri nízkom vodnom stave (19. 7. 2017, ktorý bol aj najpočetnejší v roku 2017, obr. 1) je zrejmé, že podzemná voda prúdi prevažne z územia Žitného ostrova smerom ku Dunaju a Dunaj po celej dĺžke drénuje podzemnú vodu.

V rámci projektu bola vybudovaná nová monitorovacia sieť VÚVH, ktorú tvorí 13 sond, kde sa od

začiatku marca 2017 monitoruje hladina a teplota podzemnej vody a 17 limnigrafov na povrchových tokoch v ramennej sústave, kde sa monitoruje hladina a teplota povrchovej vody (obr. 1). Údaje sú zaznamenávané v hodinových intervaloch. Hĺbka hladiny a teplota podzemnej vody je monitorovaná v sondách, ktoré boli vybudované ako zarážané oceľové rúry s vŕtanou perforáciou. Rúry majú priemer 40 mm a dĺžku priemerne 8 m. Vzhľadom na hrúbky kvartéru nebolo možné vybudovať úplné vrty (až po podložie). Jednotlivé hlbky sond boli zvolené tak, aby v sonde bol vždy minimálne 2 metrový stĺpec vody. Dáta sú merané a zaznamenávané pomocou datalogerov Solinst Levelogger. K monitoringu VÚVH boli doplnené údaje z 21 sond SHMÚ za rok 2017, kde boli merané hladiny a teploty podzemnej vody. Boli použité aj údaje z vodomerných staníc SHMÚ Devín, Dobrohošť, Gabčíkovo a Medveďov, kde sú merané úrovne hladín a teploty povrchovej vody. Dáta boli poskytnuté ako denné priemerné hodnoty vypočítané z hodinových meraní (za rok 2017).

Dáta z datalogerov po nahratí do počítača boli exportované do programu Excel. Všetky merané teploty



Obr. 1 Sieť monitorovacích objektov v ramennej sústave, priemerná hladina podzemnej vody (HPV) v roku 2017 a vyznačenie priebehu rezov územím

Fig. 1 Network of monitoring objects in the river branch network, average groundwater level in 2017 and marking the course of the cross section of area

(povrchovej vody, podzemnej vody a vzduchu) boli preložené sínusoidou pomocou metódy najmenších štvorcov (Krčmář et al., 2016) a boli vypočítané hodnoty amplitúdy, fázového posunu a priemernej teploty. Výhoda sínusoidy je, že poskytuje informáciu o viacerých parametroch. Je možné nielen určiť priemernú teplotu, ale aj rozkyv teploty (amplitúdu), priemernú maximálnu a priemernú minimálnu teplotu. Taktiež je možné určiť deň (dátum), kedy nastane maximálna alebo minimálna teplota (fázový posun). Povrch zeme alebo rieka bežne vytvárajú harmonickú okrajovú podmienku, na ktorej sa mení teplota počas roka podľa ročných období. Keď meraný bod leží blízko takejto harmonickej okrajovej podmienky, tak priebeh teploty vody v tomto bode bude podobný, len amplitúda bude trocha menšia a fázový posun trocha väčší (napr. maximálna teplota nastane neskôr ako na okrajovej podmienke). Cím je meraný bod dalej od okrajovej podmienky, tak tým namerané teploty podzemnej vody majú menšiu amplitúdu a zväčšuje sa fázový posun (Krčmář et al., 2016). Takto je potom možné porovnať relatívne vzdialenosť bodov od okrajovej podmienky.

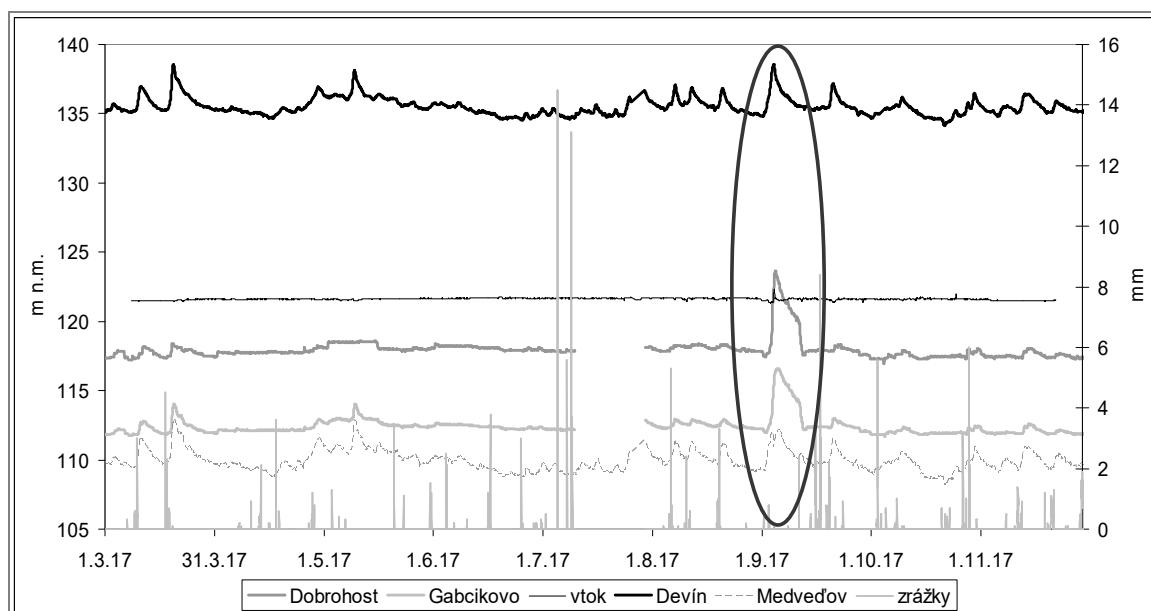
VÝSLEDKY

V roku 2017 úroveň hladiny povrchovej vody v starom koryte Dunaja na vodomernej stanici Dobrohošť bola prevažne 118 m n. m., čo predstavuje prietok $381 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a na vtoku do ramennej sústavy bola úroveň hladiny povrchovej vody prevažne 121,66 m n. m. ($28,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). V septembri prebiehala na

prívodnom kanáli rekonštrukcia, takže keď 5. septembra 2017 bola zaznamenaná vysoká prietoková vlna na Dunaji (obr. 2), tak voda bola pustená do starého koryta Dunaja a hladina vody v Dunaji stúpla až o 6 metrov. Vysoký prietok trval približne 8 dní, začal 2.9.2017 o 10:00 hod., kedy na vodomernej stanici Dobrohošť bola hladina 117,6 m n. m. ($268 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), vyvrholil 5.9.2017 o 0:00 hod., kedy hladina bola 123,6 m n. m. ($3475 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a skončil 13.9.2017 o 8:00 hod., kedy sa hladina vrátila na úroveň 117,5 m n. m. ($243 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). V tomto čase bola voda krátkodobo pustená aj do ramennej sústavy cez vtok pri Dobrohošti, kedy sa hladina z 121,66 m n. m. zvýšila 4.9.2017 od 5:00 hod. do 15:00 hod., na 122,34 m n. m. ($69,06 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a 5.9.2017 o 19:00 hod. sa vrátila približne na pôvodnú úroveň (maximum vlny v ramennej sústave mierne predbehlo maximum vlny v Dunaji).

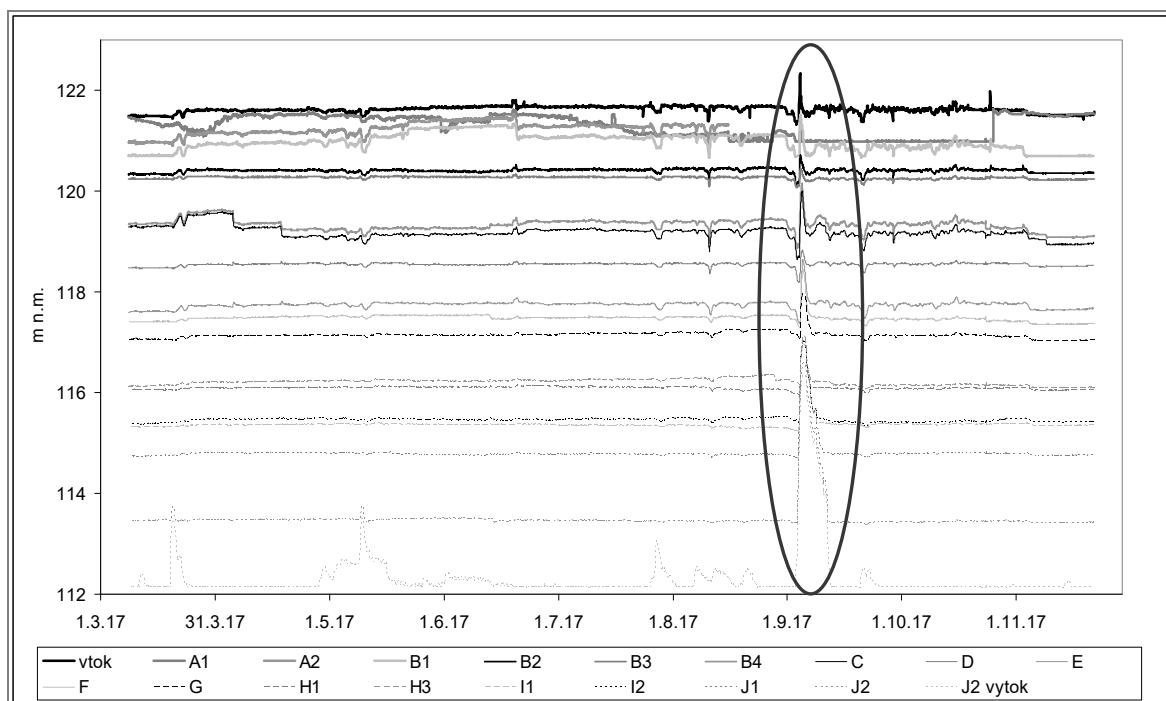
Hladiny povrchovej vody v ramennej sústave reagovali podobne (obr. 3). K najväčšiemu zvýšeniu hladiny vody v ramennej sústave došlo na mernom profile „J2 výtok“ (bod v blízkosti vyústenia ramennej sústavy do starého koryta Dunaja), a to vplyvom vysokej hladiny v Dunaji. 5.9.2017 o 13:00 hod. bola zaznamenaná najvyššia hladina povrchovej vody v ramennej sústave 116,38 m n. m. na mernom profile „J2 výtok“ a súčasne aj na vodomernej stanici Gabčíkovo 116,63 m n. m. Nastalo spätné vzdutie vody v ramennej sústave, kedy voda natiekla z Dunaja do ramennej sústavy proti bežnému smeru prúdenia (až po merný profil E, obr. 3, Holubová et al., 2018).

Počas zvýšeného prietoku na povrchových tokoch došlo aj k zvýšeniu hladiny podzemnej vody (obr. 4).



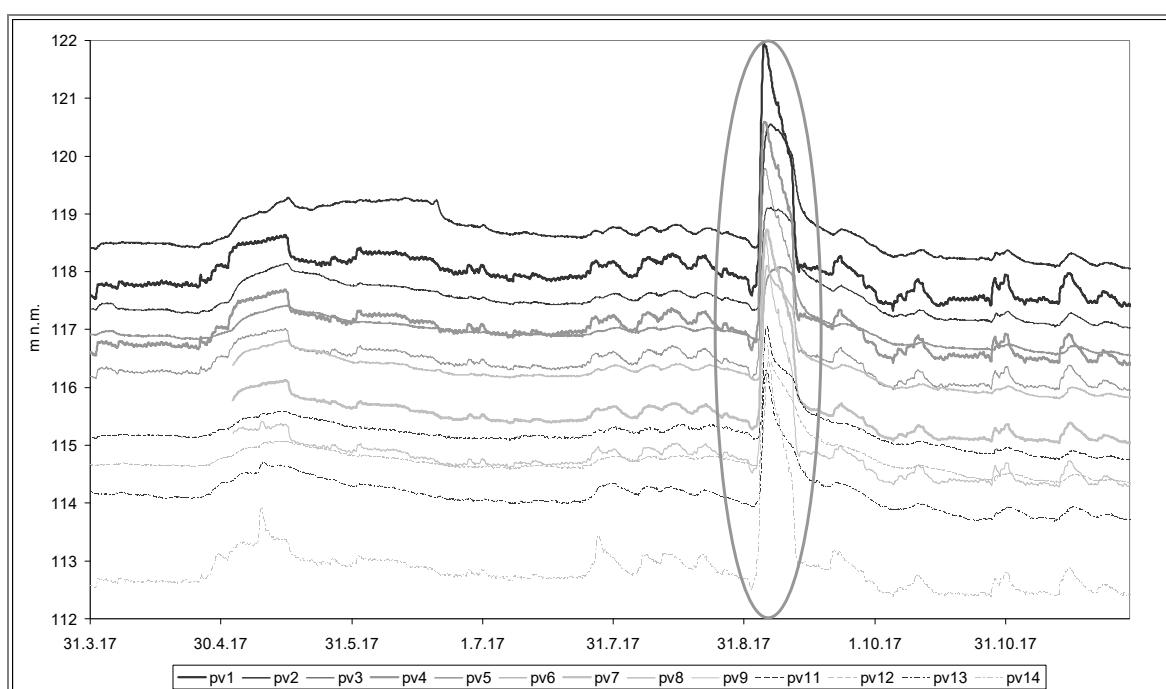
Obr. 2 Priebeh hladiny povrchovej vody na rôznych vodomerných staniciach SHMÚ s vyznačením vysokého prietoku v starom koryte Dunaja

Fig. 2 The course of the surface water table level at various SHM profiles with marking of the high flow event in the old riverbed of the Danube



Obr. 3 Priebeh hladiny povrchovej vody na pozorovacích profiloach VÚVH s vyznačením vysokého prietoku v starom koryte Dunaja

Fig. 3 The course of the surface water table level on WRI observation profiles with marking of the high flow event in the old riverbed of the Danube



Obr. 4 Priebeh hladiny podzemnej vody v pozorovacích sondách VÚVH s vyznačením vysokého prietoku v starom koryte Dunaja

Fig. 4 The course of the groundwater table level in observation points of WRI with marking of the high flow event in the old riverbed of the Danube

Kulminácia hladiny podzemnej vody bola približne od 5. 9. 2017 od 16:00 hod. do 7. 9. 2017 do 10:00 hod. a návrat na približne pôvodnú úroveň bol priemerne okolo 16. 9. 2017, t. j. približne za 9 dní. Priemerné stúpenie hladiny podzemnej vody bolo okolo 2 metrov (len pri sondách najbližšie k Dunaju to bolo až do 4 metrov). Krátkodobý zvýšený prietok nemal zásadný vplyv na hladinu podzemnej vody, hladina sa veľmi rýchlo vrátila na svoju pôvodnú úroveň.

Analyza vplyvu vysokého prietoku v starom koryte Dunaja pomocou merania hladiny povrchovej a podzemnej vody

Aby bolo možné názorne dokumentovať stav hladiny podzemnej vody a vzťah podzemnej a povrchovej vody pre priemernú hydrologickej situáciu, boli v území vyčlenené dva profily (obr. 1), ktoré viedli naprieč územím cez monitorovacie body, kde bola známa úroveň hladiny povrchovej a podzemnej vody. V profiloach je zobrazený priebeh hladiny podzemnej vody a úroveň hladiny povrchovej vody (obr. 5 a obr. 6, stav zo dňa 3. 9. 2017, ktorý je podobný priebehu hladiny zo dňa 19. 7. 2017 z obr. 1).

Pre priemerný vodný stav (východisková situácia zo dňa 3. 9. 2017) platí, že v severnej časti územia pri Vojke (profil 1-1') Dunaj evidentne drénuje podzemnú vodu (obr. 5). Hladina vody v Dunaji je približne 118 m n. m. ($381 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Hladina podzemnej vody a povrchovej vody sú približne na rovnakej kóte, čo nasvedčuje že existuje hydraulická spojitosť medzi podzemnou vodou a vodou v Dunaji. Ďalej od rieky je podzemná voda 3 až 4 metre pod úrovňou terénu. V mieste ramena (bod A2) je podzemná voda zaklesnutá pod dnom ramena približne 2 metre, čo znamená, že dno ramena je zakolmatované a nedochádza k takmer žiadnej infiltrácii vody z ramena do zvodnenej vrstvy.

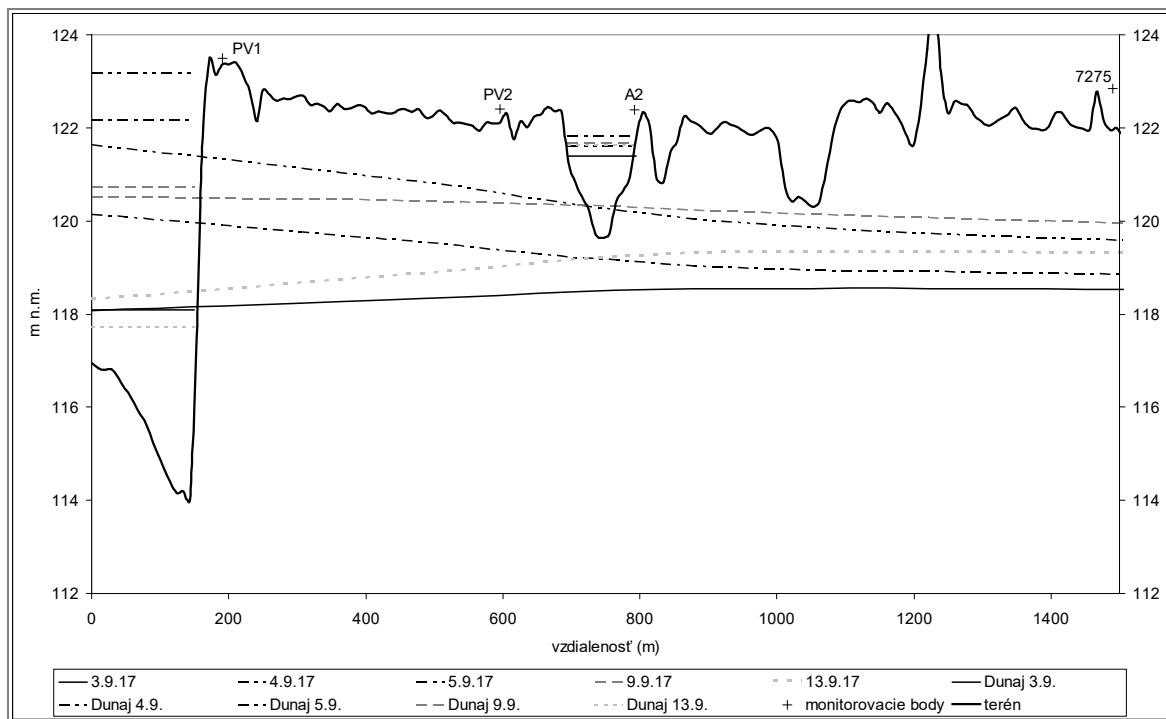
V strednej časti územia pri Bodíkoch (profil 2-2') Dunaj taktiež drénuje podzemnú vodu. Hladina vody v Dunaji a podzemná voda majú približne rovnakú kótu, čo svedčí o dobrej hydraulickej spojitosťi (obr. 6). V mieste ramena (bod E) sa hladina podzemnej vody nachádza nad dnom ramena (treba však upozorniť na to, že rameno má v tejto časti veľmi veľkú hĺbku, kóta dna

je skoro totožná s kótou dna Dunaja), ale hladina vody v ramene je približne o 1,5 m vyššie, ako je hladina podzemnej vody. To znamená, že aj v tejto časti je rameno zakolmatované. V tomto prípade už môže dochádzať k malej infiltrácii vody z ramena do zvodnej vrstvy, aj keď táto infiltrácia je pravdepodobne značne zredukovaná kolmatáciou dnových sedimentov.

Na štúdium postupu povodňovej vlny boli použité rovnaké profily (obr. 1). V profile 1-1' (obr. 5) došlo veľmi rýchlo k zvýšeniu hladiny vody v Dunaji, kedy hladina prvý deň (4. 9. 2017) bola o 4,6 m vyššie a druhý deň (5. 9. 2017) bola o 5,6 m vyššie ako pred vysokou vlnou. Podobne reagovala aj hladina podzemnej vody pri rieke, kde hladina podzemnej vody bola prvý deň o 1,86 m vyššie a druhý deň bola o 3,79 m vyššie ako bol východiskový stav (tab. 1). Dosah vysokej vody po prvom dni bol výrazný do vzdialenosť cca 800 m. Vo väčšej vzdialenosťi bolo už stúpenie hladiny podzemnej vody minimálne. Druhý deň sa hladina podzemnej vody vo vzdialenosťi 800 m od rieky zvýšila o 1,87 m a 1500 m od rieky sa hladina podzemnej vody zdvihla o 1,45 m. Štyri dni po maximálnej hladine (9. 9. 2017) hladina vody v Dunaji poklesla zhruba o 2 m a hladina podzemnej vody pri rieke poklesla približne o 1 m. Vo vzdialenosťi približne 700 m od rieky sa úroveň hladiny podzemnej vody nezmenila a smerom ďalej od rieky nadľaď stúpala (obr. 5). Spôsobila to zotrvačnosť prúdenia vody v zvodnej vrstve, kedy podzemná voda, ktorá infiltrovala z povrchového toku, postupovala ďalej smerom do územia aj po opadávaní hladiny na povrchovom toku. Tento efekt bolo možné sledovať až do 13. 9. 2017, kedy už v celom území bola hladina podzemnej vody nižšia ako počas prechodu veľkej vlny. Pri porovnaní hladiny podzemnej vody medzi 9. 9. 2017 a 13. 9. 2017 je zrejmé, že hladina podzemnej vody najrýchlejšie klesala pri rieke (obr. 5). Porovnaním hladiny podzemnej vody medzi 13. 9. 2017 a pôvodnou hladinou (na túto úroveň sa hladina podzemnej vody vrátila aj po povodni) vyplýva, že pri rieke sa už klesanie výrazne spomalilo a podzemná voda rýchlejšie klesala ďalej v území.

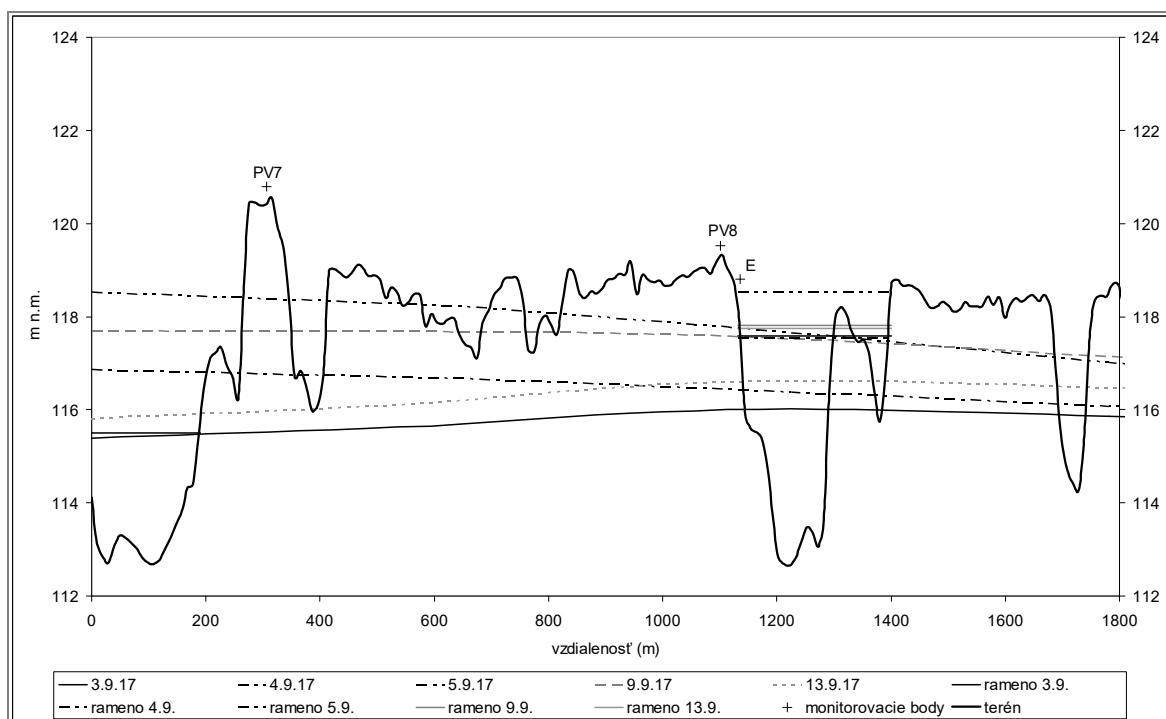
Tab. 1 Hladiny podzemnej vody v profiloach 1 a 2 v rôznych vzdialenosťach od Dunaja
Tab. 1 Groundwater table levels in the profiles 1 and 2 at various distances from the Danube

	Vzdialosť od Dunaja			Hladina podzemnej vody
	0 m	800 m	1500 m	
Profil 1	121,63	120,39	119,98	max (m n.m.)
	117,84	118,52	118,53	min (m n.m.)
	3,79	1,87	1,45	max – min (m)
Profil 2	118,55	118,18	117,60	max (m n.m.)
	115,30	115,82	115,96	min (m n.m.)
	3,25	2,36	1,64	max – min (m)



Obr. 5 Profil 1-1' so znázornením priemerného vodného stavu 3. 9. 2017 a prechodu vysokého prietoku na Dunaji (poznámka: vodné stavy predstavujú denné priemerné hodnoty)

Fig. 5 Profile 1-1' with an average water stage of 3. 9. 2017 and the high flow event in the Danube (note: the water stages represent daily average values)



Obr. 6 Profil 2-2' so znázornením priemerného vodného stavu 3. 9. 2017 a prechodu vysokého prietoku na Dunaji (poznámka: vodné stavy predstavujú denné priemerné hodnoty)

Fig. 6 Profile 2-2' with an average water stage of 3. 9. 2017 and the high flow event in the Danube (note: the water stages represent daily average values)

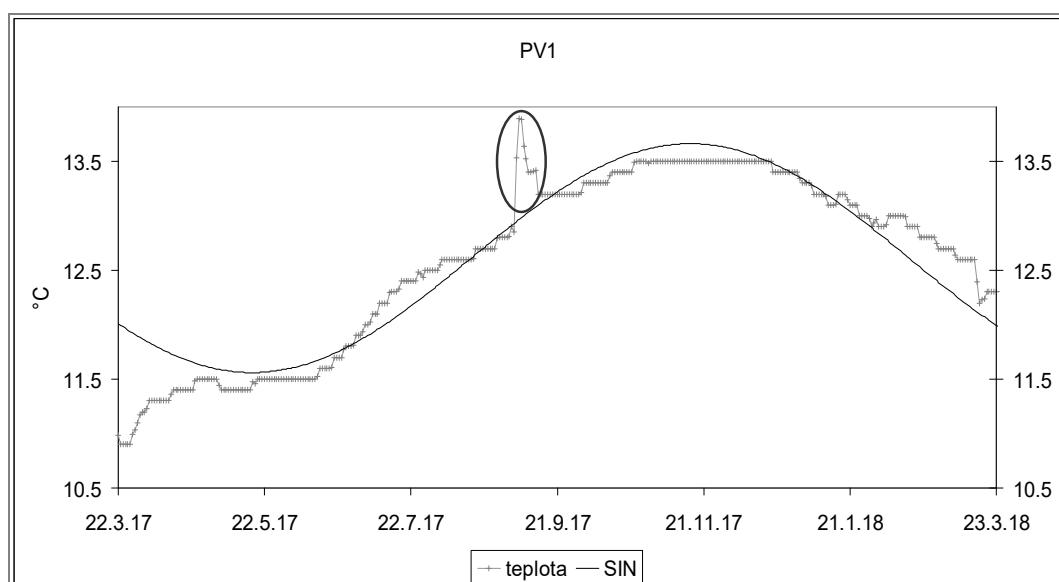
Pokiaľ ide o hladinu povrchovej vody v ramennej sústave (obr. 5), tá je ovplyvnená umelou reguláciou, takže nezodpovedá prirodzenému stavu. Dňa 5. 9. 2017 bola taktiež najvyššia hladina povrchovej vody o 0,42 m vyššie ako 1. 9. 2017 a následne bola znížená zhruba o 0,2 m. Hladina podzemnej vody bola vždy zaklesnutá minimálne o 1 m pod hladinou vody v ramennej sústave a z tvaru hydroizohýps nie je badateľný žiadny prítok vody z ramennej sústavy smerom do zvodnej vrstvy. Hladinu podzemnej vody ovplyvňuje najmä staré koryto Dunaja. Podobná situácia platí aj pre profil 2 (obr. 6). V ramennej sústave došlo k náhľemu vzostupu hladiny povrchovej vody 5. 9. 2017, čo spôsobilo spätné natekanie vody z Dunaja cez výtok z ramennej sústavy (merný profil „J2 výtok“).

Analýza vplyvu vysokého prietoku v starom koryte Dunaja pomocou merania teploty povrchovej a podzemnej vody

Pre všetky merania teplôt podzemných vôd boli vypočítané parametre sínusoidy (tab. 2). Pomocou týchto parametrov bolo možné preložiť merané dátá sínusoidou a tak dostať priemerný priebeh teplôt počas roka (obr. 7). Priemerná chyba medzi vypočítanou

a nameranou teplotou podzemnej vody na sonda PV1 je do 0,3 °C okrem niekoľkých výnimiek. Na obr. 7 je elipsou vyznačený prechod veľkej vody v septembri 2017. Došlo pri tom k zohriatiu podzemnej vody približne o 1 °C vplyvom infiltrácie teplejšej vody z Dunaja (18,5 °C) do zvodnej vrstvy (12,9 °C). Po skončení prechodu veľkej vody sa teploty podzemnej vody vrátili do normálu 22. marca 2017 a 2018 boli rozdielne teploty podzemnej vody v porovnaní s priemernou teplotou vyjadrenou sínusoidou (obr. 7) kedy nízke teploty podzemnej vody v marci 2017 (o 1,1 °C nižšie ako priemer) boli spôsobené extrémnymi a najmä dlhotrvajúcimi mrazmi v zime roku 2017.

Zo sond na obrázkoch 8 až 11 sa zmena teplôt podzemnej vody najviac prejavila na sonda PV1 (obr. 8), v ktorej teplota podzemnej vody reagovala na prítok teplejšej vody z Dunaja takmer okamžite a po prechode veľkého prietoku sa teplota vrátila k pôvodnej hodnote. Hladina podzemnej vody na sonda PV2 (obr. 9), ktorá je ďalej od Dunaja, reagovala s oneskorením a zvýšený prietok v ramennej sústave sa tu neprejavil. Teplota podzemnej vody však reagovala aj na zvýšený prietok ramennou sústavou, kedy 4. 9. 2017 bol maximálny prietok v ramennej sústave a 5. 9. 2017 je viditeľné prvé



Obr. 7 Nameraný priebeh teploty podzemnej vody a aproximovaný sínusoidou, elipsou je vyznačená udalosť prietoku vysokej vlny na Dunaji

Fig. 7 Measured temperature course of the groundwater and its approximation by sinusoid, the high flow event in the Danube is marked by ellipsis

Tab. 2 Parametre sínusoidy pre vybrané sondy VÚVH

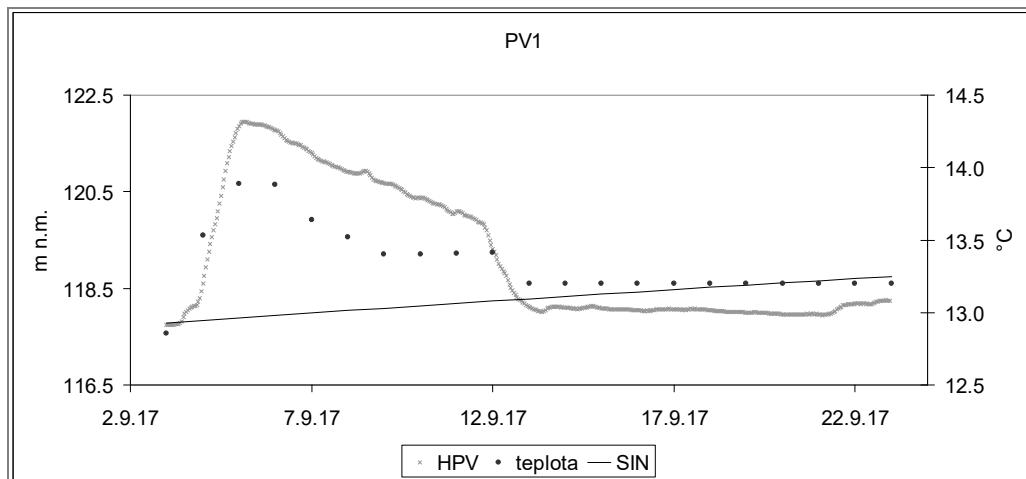
Tab. 2 Sinusoid parameters for selected WRI observation points

Sonda	PV1	PV2	PV7	PV8
amplitúda (°C)	1,1	3,5	1,2	10,8
priemer (°C)	12,6	13,9	12,6	11,4
fázový posun (deň)	318	304	223	227
fázový posun (dátum)	15.11.2017	31.10.2017	12.8.2017	15.8.2017

lokálne maximum teploty na sonda PV2. Dňa 12. 9. 2017 došlo k ďalšiemu zvýšeniu teploty podzemnej vody (obr. 9) vplyvom prítoku infiltrovanej vody z Dunaja.

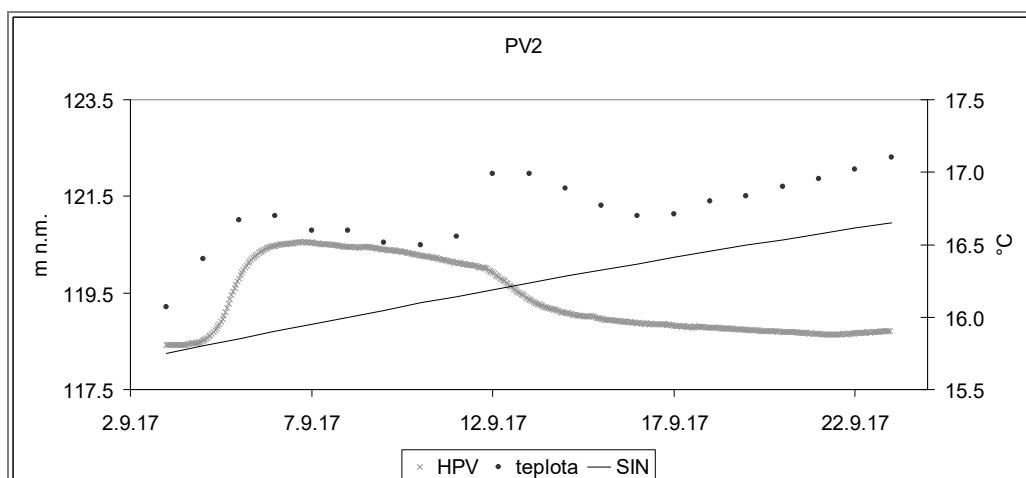
V mieste sondy PV7, ktorá je o 90 m ďalej od Dunaja ako sonda PV1, bola menšia odozva hladiny podzemnej vody (zvýšenie hladiny bolo o 0,5 m menšie a maximum hladiny bolo o približne 10 hodín neskôr ako na sonda PV1), ale najmä veľmi malú odozvu teploty podzemnej vody (obr. 10). Priebeh hladiny podzemnej vody v sonda PV8 (obr. 11) bol podobný sonda PV2, teplota však reagovala inak ako v ostatných prípadoch. V tejto sonda bola teplota podzemnej vody veľmi vysoká, bola vyššia ako teplota vody v Dunaji. Očakávaným efektom by bolo zníženie teploty

podzemnej vody vplyvom infiltrácie studenej vody z Dunaja, čo sa však nestalo. Priemerný priebeh teploty podzemnej vody (SIN čiara na obr. 11) mal byť klesajúci, ale teplota si od 5. 9. 2017 do 13. 9. 2017 udržala konštantnú hodnotu 21,4 °C. Od 14. 9. 2017 teplota podzemnej vody začala klesať a začala sa približovať priemernej hodnote. V tomto prípade bola teplota podzemnej vody ovplyvnená prevažne teplotou vzduchu, kedy koncom augusta a začiatkom septembra boli veľmi vysoké teploty vzduchu, ktoré mohli spôsobiť uvedenú výchylku. Taktiež treba upozorniť, že v tejto sonda je hladina podzemnej vody najbližšie k povrchu, čím dochádza k ovplyvneniu teploty podzemnej vody teplotou vzduchu, čo potvrdzujú aj najväčšie hodnoty amplitúdy spomedzi sond (tab. 2).



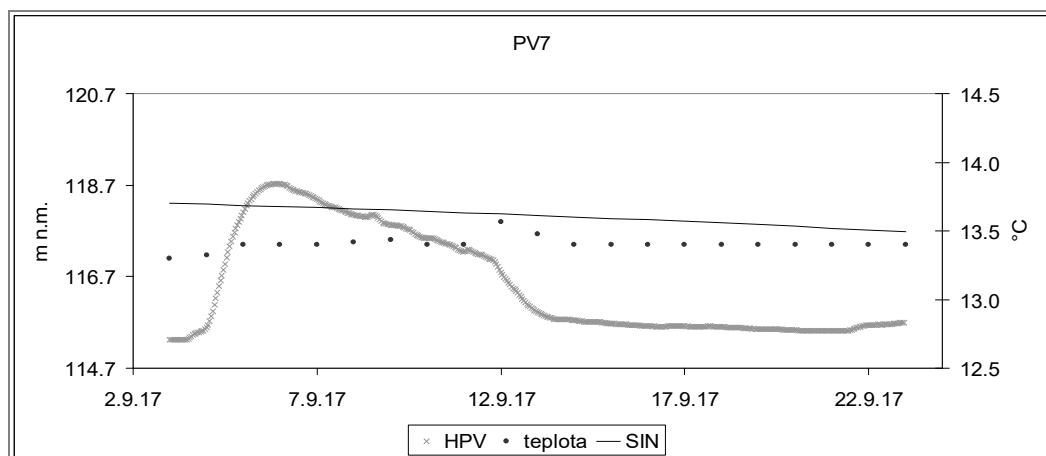
Obr. 8 Priebeh hladiny podzemnej vody, teploty podzemnej vody nameranej a approximovanej sínusoidou v sonda PV1 počas vysokého prietoku na Dunaji (poznámka pre obr. 8 až 11: max. kóta na osi y prestavuje kótu terénu)

Fig. 8 The course of the groundwater table level, measured groundwater temperature and approximation by sinusoid on point PV1 during the high flow event on the Danube (note for Figs. 8 – 11: max. elevation point on the axis y represents the terrain elevation point)



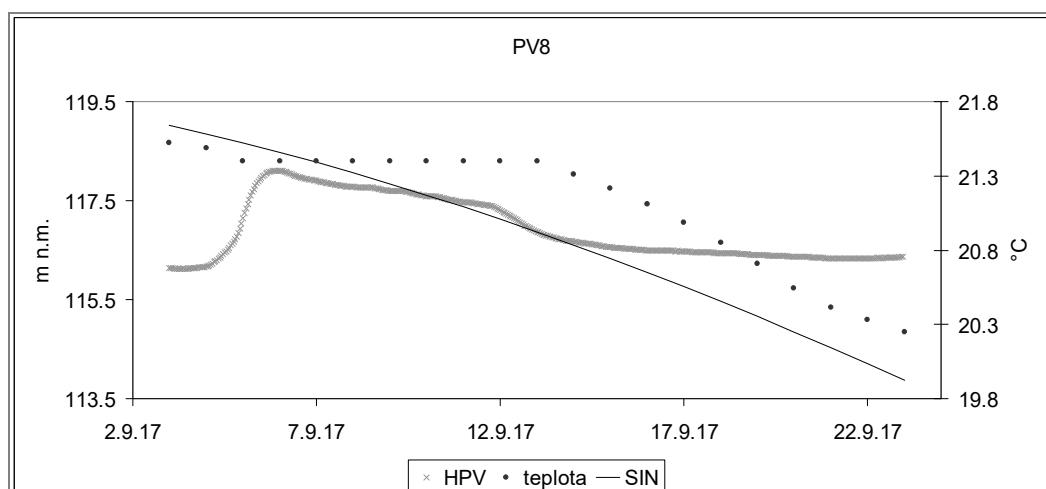
Obr. 9 Priebeh hladiny podzemnej vody, teploty podzemnej vody nameranej a approximovanej sínusoidou v sonda PV2 počas vysokého prietoku na Dunaji

Fig. 9 The course of the groundwater table level, measured groundwater temperature and approximation by sinusoid on point PV2 during the high flow event on the Danube



Obr. 10 Priebeh hladiny podzemnej vody, teploty podzemnej vody nameranej a approximovanej sinusoidou v sonde PV7 počas vysokého prietoku na Dunaji

Fig. 10 The course of the groundwater table level, measured groundwater temperature and approximation by sinusoid on point PV7 during the high flow event on the Danube



Obr. 11 Priebeh hladiny podzemnej vody, teploty podzemnej vody nameranej a approximovanej sinusoidou v sonde PV8 počas vysokého prietoku na Dunaji

Fig. 11 The course of the groundwater table level, measured groundwater temperature and approximation by sinusoid on point PV8 during the high flow event on the Danube

DISKUSIA

Mucha ed. (1999) sa v práci venuje analytickým vzťahom stanovenia kolmatácie. V práci uvádza, že kolmatácia dna povrchového toku nastáva, keď rýchlosť prúdenia vody je menšia ako $0,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Derx et al. (2010) hovorí, že kolmatácia dna rieky začína už pri rýchlosťach prúdenia vody menších ako $0,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, kedy sa koeficient filtrácie dnových sedimentov znižuje približne o jeden rád. Maximálny stupeň kolmatácie nastáva pri rýchlosťach prúdenia menších ako $0,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, kedy je koeficient filtrácie dnových sedimentov menší ako $10^{-8} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. V prípade ramennej sústavy sa na väčšine územia rýchlosť prúdenia povrchovej vody

v ramenách pohybujú od $0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ do $0,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Holubová et al., 2018). To potvrdzuje naše zistenia, že dná ramien sú zakolmatované. Len lokálne sa rýchlosťi prúdenia povrchovej vody zvyšujú, a to v miestach prieplustov, kde môžu rýchlosťi prúdenia povrchovej vody dosiahnuť až $0,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. V týchto miestach môže dochádzať k zvýšenej infiltrácii vody z ramena do zvodnenej vrstvy. Kolmatačný materiál sa nachádza najmä na dne, takže brehy ramien sú oveľa viac prieplustné, a tak pri vyšších vodných stavoch môže cez brehy dochádzať k infiltrácii vody z ramena do zvodnenej vrstvy, ako vo svojej práci uvádzajú Mucha ed. (1999).

V rámci monitoringu Žitného ostrova sa sleduje aj teplota podzemnej a povrchovej vody. Teplota sa

sleduje najmä v súvislosti s využívaním podzemnej vody vo vodárenských zdrojoch, či neprekračuje limit pre pitnú vodu 8 °C – 12 °C. Iné analýzy teploty však neboli spomínané.

Zo zahraničných autorov Duque et al. (2010) skúmal vplyv infiltrácie vody z rieky Guadalefo (Španielsko) na zmenu hladiny a teploty podzemnej vody. Na jar bývajú zvýšené prietoky v rieke vplyvom topenia snehov v horách, pričom studená povrchová voda infiltruje do zvodnej vrstvy, a tým ochladzuje podzemnú vodu. Zmena teploty bola priemerne do 2 °C. Autor taktiež dokumentuje, že vplyv ochladenia podzemnej vody je viditeľný maximálne do vzdialenosťi 300 m od rieky. Xie a Batlle-Aguilar (2017) uvádzajú maximálny dosah teplotnej vlny 200 m od rieky Meuse (Belgicko), ak je dostatočne dlhá doba infiltrácie vody z rieky do zvodnej vrstvy. Teplota povrchovej vody sa tu pohybuje v rozmedzí 5 °C až 30 °C a teplota podzemnej vody v rozmedzí 11,5 °C až 13 °C s veľkým fázovým posunom (320 – 360 dní) a malou amplitúdou. García-Gil et al. (2014) na príklade rieky Ebro (Španielsko) dokumentujú teplotný dosah infiltrujúcej vody z rieky počas povodní do maximálnej vzdialenosťi 300 m. Najväčšiu zmenu teploty uvádzajú až 6 °C počas zimy, kedy bol veľký rozdiel medzi teplotou vody v rieke a podzemnou vodou.

V prípade ramennej sústavy teplota vody v Dunaji na začiatku (3. 9. 2017) bola 18 °C a vplyvom vysokého prietoku sa postupne znížila na približne 15,7 °C, ale stále bola vyššia ako teplota podzemnej vody vo väčšine sond. Na sonde PV1, ktorá je 30 metrov od rieky, stúpla teplota vody z 12,9 °C (3. 9. 2017) na 13,9 °C (5. 9. 2017). Na tejto sonde bola zaznamenaná najväčšia zmena teploty podzemnej vody, a to o 1 °C. Na sonde PV2, ktorá je vzdialená až 430 metrov od rieky, bola taktiež zaznamenaná zmena teploty podzemnej vody vplyvom zvýšeného prietoku, a to zvýšenie o 0,9 °C z 16,1 °C (3. 9. 2017) na 17,0 °C (12. 9. 2017). Na našom príklade bol teda dokumentovaný väčší dosah, ako sa uvádzajú v spomínaných prácach. Je to pravdepodobne spôsobené veľmi vysokými hodnotami koeficienta filtrácie v tejto oblasti a dobrou hydraulickou spojitosťou medzi riekou a zvodnenou vrstvou. Na sonde PV2 došlo k dvojitému zvýšeniu teploty podzemnej vody, a to najskôr vplyvom zvýšeného prietoku vody v ramennej sústave (ktorý začal skôr ako v Dunaji) bez ovplyvnenia hladiny podzemnej vody. Až následne dochádza vplyvom vysokého prietoku v Dunaji k zvýšeniu hladiny podzemnej vody a potom aj k zvýšeniu jej teploty.

V južnejšej časti územia je vplyv zmeny teploty menej badateľný. Na sonde PV7, ktorá je 120 metrov od rieky, je zmena teploty len 0,3 °C, z 13,3 °C (3. 9. 2017) na 13,6 °C (12. 9. 2017). Na sonde PV8, ktorá je 930 metrov od rieky, už nie je viditeľný žiadny teplotný vplyv infiltrácie vody z rieky, hoci na zmene hladiny

podzemnej vody sa prejavil podobne ako v sonde PV2. Ku vzdialenosťiam treba poznamenať, že sú to najkratšie vzdialenosťi, merané na kolmici od rieky. Správne by bolo potrebné merať vzdialenosť po prúdnici, od miesta infiltrácie z rieky až po skúmaný bod. Takéto vzdialosti by boli väčšie ako uvádzané, takže skutočný dosah by bol ešte väčší.

ZÁVER

Ako sa ukázalo na našom príklade, analýzu vzťahov medzi povrchovou a podzemnou vodou je výhodné skúmať pomocou profilov, kde je možné vyniesť rôzne vodné stavy, povrch terénu, hĺbku dna riek a kanálov, hĺbku podložia a iné. Tako je možné lepšie pochopiť dynamiku procesov prebiehajúcich v prostredí, a to nám umožní pripraviť správny koncepcný model.

Ak skúmame javy, ktoré podliehajú sezónnym zmenám, ako napríklad zmeny teploty (vzduchu, povrchovej alebo podzemnej vody) počas roka, tak vhodnou metódou na výpočet priemerných teplôt je použitie sínusoidy. Porovnaním nameraných dát a vypočítaných priemerných hodnôt je možné zistiť a kvantifikovať anomálne situácie (napr. prechod povodňovej vlny, extrémny úhrn zrážok, extrémne chladné alebo teplé počasie), a tak lepšie porozumieť skúmaným procesom a vytvoriť a analyzovať anomálne situácie. Taktiež je vhodné porovnať namerané teplotné zmeny s priemernou sinusoidálou teplotou aj v krátkodobom intervale (zlomok periódy), kedy môžeme podrobne sledovať zmeny voči priemernej teplote a trendu stúpania či klesania teploty v danom čase. Hodnoty amplitúdy, prípadne fázového posunu nám hovoria o blízkosti alebo naopak veľkej vzdialenosťi od harmonickej okrajovej podmienky. Veľká hodnota amplitúdy teploty podzemnej vody svedčí o jej ovplyvnení teplotou vzduchu alebo rieky.

Vzdialenosť od okrajovej podmienky je taktiež veľmi dôležitá, najmä pokial ide o teplotný dosah. Naším výskumom sa potvrdili práce spomínaných autorov, že merateľný teplotný dosah je rádovo desiatky až prvých stoviek metrov, a tým je obmedzená možnosť použitia teploty na štúdium interakcie povrchových a podzemných vôd vo väčšej vzdialnosti od rieky. Teplotný dosah je ovplyvnený množstvom parametrov, ako je dĺžka trvania teplotnej anomálie, prietoku v povrchovom toku, rýchlosťi prúdenia vody v zvodnej vrstve (koeficienta filtrácie) a množstva ďalších parametrov, ktoré neboli v našom prípade skúmané. V našom budúcom výskume bude použité modelovanie, ktoré umožní analyzovať aj ďalšie parametre, ktoré ovplyvňujú interakciu povrchových a podzemných vôd.

POĎAKOVANIE

Príspevok vznikol s podporou úlohy Obnova a manažment dunajských lužných biotopov – LIFE14 NAT/SK/001306 a Agentúry na podporu výskumu

a vývoja č. APVV-14-0174 financovanom Ministerstvom školstva, vedy, techniky a športu Slovenskej republiky.

LITERATÚRA

- ATLAS KRAJINY SLOVENSKEJ REPUBLIKY, 1 Vyd. Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava; Slovenská agentúra životného prostredia, Banská Bystrica, 344 s.
- ANIBAS, CH., FLECKENSTEIN, J.H., VOLZE, N., BUIS, K., VERHOEVEN, R., MEIRE, P., BATELAAN, O. 2009: Transient or steady – state? Using vertical temperature profiles to quantify groundwater – surface water exchange. *Hydrogeological processes*, 23, 15, p. 2165-2177, doi: 10.1002/hyp.7289.
- CONSTANZ, J., STONESTROM, D.A. 2003: Heat as a tracer of water movement near streams. In: *Stonestrom, D.A., Constanz, J. (Eds.): Circular 1260. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. „Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams“*, p. 1-6.
- DAHL, M., NILSSON, B., LANGHOFF, J.H., REFGAARD, J.C. 2007: Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater – surface water interaction. *Journal of Hydrogeology*, 344, 1-2, p. 1-16, doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.06.027.
- DERX, J., BLASCHKE, A.P., BLÖSCHL, G. 2010: Three-dimensional flow patterns at the river-aquifer interface – a case study at the Danube. *Advances in Water Resources*, 33, 11, p. 1375-1387, doi:10.1016/j.advwatres.2010.04.013.
- DUQUE, C., CALVACHE, M.L., ENGESGAARD, P. 2010: Investigating river – aquifer relations using water temperature in an anthropized environment (Motril – Salobreña aquifer). *Journal of Hydrogeology*, 381, 1-2, p. 121-133, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.11.032.
- EBRAHIM, G.Y., HAMONTS, K., vanGRIENSVEN, A., JONOSKI, A., DEJONGHE, W., MYNETT, A. 2013: Effect of temporal resolution of water level and temperature inputs on numerical simulation of groundwater – surface water flux exchange in a heavily modified urban river. *Hydrogeological processes*, 27, 11, p. 1634-1645, doi: 10.1002/hyp.9310.
- FLECKENSTEIN, J.H., KRAUSE, S., HANNAH, D.M., BOANO, F. 2010: Groundwater – surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in water resources*, 33, 11, p. 1291-1295, doi: 10.1016/j.advwatres.2010.09.011.
- GARCÍA-GIL, A., VÁSQUEZ-SUÑE, E., SCHNEIDER, E.G., SÁNCHEZ-NAVARRO, J.Á., MATEO-LÁZARO, J. 2014: The thermal consequences of river – level variations in an urban groundwater body highly affected by groundwater heat pumps. *Science of the Total Environment*, vol. 485-486, p. 575-587, doi: 10.1016/j.scitotenv.2014.03.123.
- GUAY, C., NASTEV, M., PANICONI, C., SULIS, M. 2013: Comparison of two modeling approaches for groundwater – surface water interactions. *Hydrogeological processes*, 27, 16, p. 2258-2270, doi: 10.1002/hyp.9323.
- HATCH, C.H.E., FISHER, A.T., REVENAUGH, J.S., CONTANTZ, J., RUEHL, CH. 2006: Quantifying surface water – groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. *Water resources research*, 42, 10, p. 1-14, doi: 10.1029/2005WR004787.
- HOLUBOVÁ, K., et al. 2018: Štúdia A1 - Štúdia obnovy prietocnosti a pozdĺžnej kontinuity ramenného systému Dunaja s využitím hydrodynamickej modelovania. LIFE 14 NAT/SK/001306. Obnova a manažment dunajských lužných biotopov. VÚVH Bratislava. 176 s.
- HUBBS, S.A. (Ed.) 2006: *Riverbank Filtration Hydrology. Impacts on System Capacity and Water Quality*. NATO Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences - vol. 60, 344 p.
- KEERY, J., BINLEY, A., CROOK, N., SMITH, J.W.N. 2007: Temporal and spatial variability of groundwater - surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series. *Journal of hydrogeology*, 336, 1-2, p. 1-16, doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.12.003.
- KRČMÁŘ, D. 2012: Modelovanie interakcie povrchových a podzemných vôd. *Podzemná voda*, 18, 1, s. 1-13.
- KRČMÁŘ, D., FLÁKOVÁ, R., ŽENIŠOVÁ, Z., BRESTENSKÝ, J. 2016: Stanovenie základných tepelných parametrov horninového prostredia pomocou parametrov transformácie harmonickej okrajovej podmienky. *Podzemná voda*, 22, 1, s. 63-72.
- MALÍK, P., BENKOVÁ, K., BODIŠ, D., NAGY, A., MAGLAY, J., ŠVASTA, J., ČERNÁK, R., MARCIN, D. 2005: Základné hydrogeologické mapy vybraných regiónov Slovenska. Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa Žitného ostrova s pravobrežia Dunaja v mierke 1: 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskrift – archív Geofondu ŠGUDŠ, Bratislava.
- MUCHA, I., ŠESTAKOV, V. 1987: *Hydraulika podzemných vôd*. Bratislava: ALFA, 342 s.
- PASSADORE, G., SOTTANI, A., ALTISSIMO, L., PUTTI, M., RINALDO, A. 2015: Groundwater thermal monitoring to characterize streambed water fluxes of the Brenta river (Northern Italy). *Procedia Environmental Sciences*. 25, p. 199-205, doi: 10.1016/j.proenv.2015.04.027.
- MUCHA, I. (Ed.) 1999: *Gabcíkovo Part of the Hydroelectric Power Project. Environmental Impact Review. (Evaluation Based on Six Year Monitoring)*. Ground Water Consulting, Ltd.
- Národné a spoločné výročné správy z monitorovania životného prostredia [Online]. Dostupné na internete: <http://www.vvb.sk/gabcikovo.gov.sk/index.php?page=Pristup-k-udajom-monitoring> [Pristup 01.06.2018].

- PHARE, 1995: Danubian Lowland - Ground Water Model, Final Report, Vol.: I, II, III, Ministry of the Environment, Slovak Republic, Commission of the EC.
- RAU, G.C., ANDERSEN, M.S., McCALLUM, A.M., ACWORTH, R.I. 2010: Analytical methods that use natural heat as a tracer to quantify surface water – groundwater exchange, evaluated using field temperature records. *Hydrogeology Journal*, 18, 5, p. 1093-1110, doi: 10.1007/s10040-010-0586-0.
- SAHA, G.CH., LI, J., THRING, R.W., HIRSHFIELD, F., PAUL, S.S. 2017: Temporal dynamics of groundwater – surface water interactions under the effects of climate change: A case study in the Kiskatinaw River Watershed, Canada. *Journal of hydrogeology*, 551, p. 440-452, doi: 10.1016/j.jhydrol.2017.06.008.
- SCIBEK, J., ALLEN, D.M., CANNON, A.J., WHITFIELD, P.H. 2007: Groundwater – surface water interaction under scenarios of climate change using a high – resolution transient groundwater model. *Journal of hydrogeology*, 333, 2-4, p. 165-181, doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.08.005.
- SOPHOCLEOUS, M. 2002: Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10, 1, p. 52-67, doi:10.1007/s10040-001-0170-8.
- STEFANIA, G.A., ROTIROTI, M., FUMUGALLI, L., SIMONETTO, F., CAPODAGLIO, P., ZANOTTI, C., BONOBI, T. 2018: Modeling groundwater/surface – water interactions in an Alpine valley (the Aosta Plain, NW Italy): the effect of groundwater abstraction on surface-water resources. *Hydrogeology Journal*, 26, 1, p. 147-162. doi: 10.1007/s10040-017-1633-x.
- STERTE, E.J., JOHANSSON, E., SJÖBERG, Y., KARLSEN, R.H., LAUDON, H. 2018: Groundwater – surface water interactions across scales in a boreal landscape investigated using a numerical modelling approach. *Journal of Hydrogeology*, 560, p. 184-201, doi: 10.1016/j.jhydrol.2018.03.011.
- XIE, Y., BATLLE-AGUILAR, J. 2017: Limits of heat as a tracer to quantify transient lateral river-aquifer exchanges. *Water Resources Research*, 53, 9, p. 7740-7755, doi: 10.1002/2017WR021120.

SUMMARY

Groundwater and surface water interaction was studied by many authors. The most common case of studies was vertical flow below riverbed in a hyporheic zone. Only a few studies dealt with horizontal flow between river and aquifer. Therefore our interest was focused on this kind of interaction. High flow episode after long period of low flow in the river is one of the best possibilities how to study such interaction, it is possible to see amplitude of change in water level and temperature and also to observe a reach of a such change and time lag between peak in the river and then in the aquifer. Thanks to project LIFE 14 NAT/SK/001306 (Restoration and management of Danube floodplain habitats) monitoring network of 17 surface water and 13 groundwater observation points was created (Fig. 1).

5. 9. 2017 there was a high flow event (Fig. 2) when the water in the Danube river rose from 117.6 m a. s. l. ($268 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) up to 123,6 m a. s. l. ($3,475 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). This high flow lasted approximately 8 days, so the water from the Danube River could infiltrate for longer time into the aquifer. The situation is displayed on the Fig. 5 and Fig. 6. Commonly the river is draining groundwater (3. 9. 2017 on Figs. 5 and 6). It is also visible, that the groundwater is below the bed of floodplain branches (Fig. 5), or below the surface water level (Fig. 6), which means that they are clogged and there is no hydraulic connection between the water in the floodplain branch system and the groundwater. During the high flow event the water from the Danube River started to infiltrate into the aquifer (Figs. 5 and 6). The groundwater table level rose from nearly 4 meters by the river to 1.4 meters at the distance of 1,500 meters from the river (Tab. 1). The fastest changes in the groundwater level are up to 600 meters from the river. In the farer distance there is a time lag visible, after culmination of the water in the river on 5. 9. 2017 the groundwater level was still rising till 9. 9. 2017 (Figs. 5 and 6).

This high flow event was evaluated also with help of temperatures. All the measured temperatures were at first approximated by sinusoid (Tab. 2). The sinus function has an advantage, that it gives more parameters, such as amplitude, phase, period and mean value. In our case the period was not estimated, but the value 365 days was used, because seasonal temperature changes in nature repeat on yearly basis. The amplitude shows the difference between maximal and mean value (or minimal and mean value). With help of the phase value it is possible to find out exact date when the maximal (or minimal) temperature occurred. The river, air or ground surface temperatures act as temperature harmonic boundary condition. From this boundary condition the temperature is transported into an aquifer. The amplitude of this temperature signal is damped and the phase is shifted. By comparing the amplitude dampening and the phase shift of more points, it is possible to guess their relative distance from the boundary condition. From our results (Tab. 2) it is visible, that the points farer from the river (PV2 and PV8) have higher value of amplitude and the point PV2 has lower phase shift then the points near the river (PV1 and PV7), that means the groundwater is flowing towards the river and the river is draining the aquifer. Only during the high flows on the river, there is an anomaly in the temperature course (Fig. 7), because the river starts to act as a heat source. This is nicely visible on the point PV1, 30 meters from the river, where after short time the maximum on the groundwater table level was followed by the maximum in the temperature, when the groundwater temperature raised from 12.9 °C

(3. 9. 2017) to 13.9 °C (5. 9. 2017) by infiltration of warmer water from the river (approximately 16 °C). Quite high change in the temperature was also on the point PV2, 430 meters from the river, where the temperature raised from 16.1 °C to 17.0 °C. On Fig. 9 there is visible double increase of the temperature, the first one is ahead of the groundwater level maximum, it could be caused by the higher flow in the floodplain branch, which does not affect the groundwater level but the groundwater temperature. The second subsequent increase of the temperature is connected to the high flow in the river, when the infiltrating water from the river transported the heat by advection towards this observation point. Interestingly, the points PV7 and PV8 were affected only minimally, although the hydraulic conditions seem to be similar like on the points PV1 and PV2. We are not able to elucidate this fact, but we are preparing model and with the help of the modelling tools we will maybe find the answer to this question. However, we manage to confirm studies of other authors at least, that the heat signal is measurable to the distance of few tens or first hundreds of meters and that temperature is a valuable parameter in evaluation of the surface water and groundwater interaction.