

Základný hydrogeologický výskum Handlovskej kotliny

Basic hydrogeological research of the Handlovská kotlina Basin

RADOVAN ČERNÁK¹, ANTON REMŠÍK¹, JOZEF KORDÍK¹, JURAJ MICHALKO¹, ADRIENA ZLINSKÁ¹, DANIELA BOOROVÁ¹, MILAN POLÁK¹, MICHAL ELEČKO¹, IVAN FILO¹, MILAN KOHÚT^{1,2}, STANISLAV BUČEK¹, LADISLAV ŠIMON¹, MÁRIO OLŠAVSKÝ¹, JÁN MIKUŠKA³, IVAN BARÁTH⁴, † ZUZANA SIRÁŇOVÁ¹ a KATARÍNA ŽECOVÁ¹

¹Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11 (radovan.cernak@geology.sk),

²Ústav vied o Zemi Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, P. O. Box 106, 840 05 Bratislava,

³G-trend., s. r. o., Kolískova 1, 841 05 Bratislava,

⁴MŽP, sekcia geológie a prírodných zdrojov, Bukureštská 4, 811 04 Bratislava

© Autori 2018. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Abstrakt. Publikácia je zostavená na základe výsledkov geologických prác (regionálneho geologického výskumu) v rámci úlohy 15 07 *Základný hydrogeologický výskum Handlovskej kotliny*, riešenej Štátnym geologickým ústavom Dionýza Štúra v rokoch 2007 – 2012. Geologické práce boli zamerané na hydrogeologické vyhodnotenie existujúcich údajov a nových geologických, hydrogeologických, hydrogeochemických a izotopových údajov získaných výskumom, ako aj hodnotenie vzťahu obyčajnej podzemnej vody a geotermálnej vody. Na základe hydrogeologických vlastností horninového prostredia, obehu, režimu a chemického zloženia podzemnej vody bolo v území vyčlenených a vyhodnotených 7 hydrogeologických celkov: celok kryštalinika, mladšieho paleozoika, mezozoika, vnútrokarpatského paleogénu, neovulkanitov, neogénnej výplne Handlovskej kotliny a kvartérnych sedimentov. V rámci úlohy boli vybudované dva hydrogeologické vrty, ČH-1 (151,5 m) a RH-1 (1 201,3 m). Vrtom ČH-1 v Malej Čause (hlbokým 151,5 m) boli zastihnuté v intervale 0,0 – 7,3 m kvartérne sedimenty a v intervale 7,3 – 151,5 m paleogénne až neogénne sedimenty. Na základe hydrodynamických skúšok bola vypočítaná hodnota koeficientu prietochnosti $T = 6,18 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $k = 1,29 \cdot 10^{-9} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, ktorá reprezentuje prostredie v širšom okolí vrtu. Na základe výsledkov chemických rozborov má podzemná voda vrtu ČH-1 zrejmy Na–Ca–HCO₃ typ chemického zloženia. Ide o podzemnú vodu s hydrosilikátogénnou mineralizáciou, geneticky viazanú na prostredie paleogénnych sedimentov. Geotermálna voda overená hydrogeologickým vrtom RH-1 v Handlovej (hlbokým 1 201,3 m) sa viaže na mezozoické dolomity a vápence (kolektory geotermálnej vody). Prítoky geotermálnej vody vo vrte boli zachytené na základe výsledkov karotážneho merania predovšetkým v mezozoických dolomitoch a vápencoch pomocou pažníc s vrátanou perforáciou (15 %) v intervale 862,0 – 1 201,3 m. Na základe chemického zloženia je geotermálna voda z vrtu RH-1 Ca–Mg–HCO₃–SO₄ typu s celkovou mineralizáciou 1 066 mg · l⁻¹. Z genetického hľadiska ide o vodu s karbonátogénno-sulfátogénnou mineralizáciou.

KLúčové slová: Handlová, Hornonitrianska kotlina, hydrogeologický výskum, podzemná voda, geotermálna voda, vrt RH-1, vrt ČH-1, chemické zloženie

Key words: Handlová, Hornonitrianska kotlina Basin, hydrogeological exploration, ground water, thermal well RH-1, well ČH-1, chemical composition

ÚVOD

Územie Handlovskej kotliny sme skúmali s cieľom spoznať hydrogeologické pomery vrátane posúdenia vzťahu obyčajnej a minerálnej (geotermálnej vody), ako aj stanoviť množstvo podzemnej vody v hydrogeologickom rajóne PG 063 a získať geologické podklady na riešenie jej ochrany. Geologické práce boli zamerané na hydrogeologické vyhodnotenie existujúcich údajov a nových geologických, hydrogeologických a hydrogeochemických údajov a prác získaných výskumom. Výskumné práce boli zamerané najmä na vymedzenie a rozšírenie zvodnencov a zdrojov podzemnej vody, overenie podzemnej vody, kvalitatívno-quantitatívnu charakteristiku vody a horninového prostredia, vzťahu podzemnej a povrchovej, ako aj podzemnej a minerálnej (geotermálnej) vody, režim podzemnej a povrchovej vody, stanovenie množstva podzemnej vody a podmienky jej ochrany. Na účely výskumných prác sa realizovalo hydrogeologické mapovanie v mierke 1 : 50 000, boli vyhlbené dva hydrogeologické vrty, ČH-1 a RH-1, uskutočnili sa merania prietoku, režimové merania tokov, prameňov, obyčajnej podzemnej a minerálnej (geotermálnej) vody, odbery a chemické analýzy vody vrátane izotopov, vyhodnocovacie práce a výpočet množstva podzemnej vody v kategórii C. Tieto práce boli doplnené o geofyzikálne merania a ich geologickú interpretáciu.

Výsledky prezentované v tejto publikácii boli získané v rámci geologickej úlohy 15 07 *Základný hydrogeologický výskum Handlovskej kotliny*, riešenej ŠGÚDŠ v rokoch 2007 – 2012. Kompletné výsledky tejto úlohy sú zhrnuté v záverečnej správe z geologickej úlohy (Černák et al., 2012).

Z hľadiska geologického výskumu a prieskumu bola táto oblasť skúmaná hlavne v súvislosti s objavom a exploataciou hnedouhoľných ložísk Handlová – Cigeľ a Nováky (Čechovič, 1933, 1950, 1959; Čechovič et al., 1961, 1963; Čechovič a Šinavý, 1962), ako aj v súvislosti s bojnickými termami (Franko, 1970). Geologická stavba a stanovenie litostratigrafických jednotiek územia boli obsiahnuté v práci Konečného et al. (1983). Podrobná geologická stavba vrátane tektoniky vymedzeného územia bola zhodnotená

na regionálnych geologických mapách 1 : 50 000 a vo vysvetlivkách k nim – regióny Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina (Šimon et al., 1997a, b), resp. Kremnické vrchy (Lexa et al., 1998a, b). Vo vysvetlivkách k mapám je zhrnutý aj podrobnejší prehľad geologických výskumov v uvedenom území. Litostratigrafické jednotky neogénu, resp. paleogénu podtatranskej skupiny sú zhrnuté v prácach Vassa (2002), resp. Grossa (2008), tektonika v prácach Nemčoka a Lexu (1990), Hóka et al. (1995) a Šimona et al. (1997b). Trojrozmerné geologické modely Hornonitrianskej kotliny vypracovali Kotulová et al. (2010). Novšie výsledky štúdia litostratigrafických jednotiek oligomiocénu sú zhrnuté v práci Zlinskej (2013) a Zlinskej a Grossa (2013).

V minulosti sa v tomto území realizovali viaceré hydrogeologické a hydrogeochemické práce regionálneho alebo lokálneho charakteru, z ktorých podstatné sú zhrnuté v nasledujúcom texte. Hydrogeologickými pomermi územia na úrovni hydrogeologickej mapy 1 : 200 000, list 36 – Banská Bystrica, sa zaoberali Kullman et al. (1978). Franko et al. (1993) zostavili hydrogeologickú mapu Hornonitrianskej kotliny v mierke 1 : 50 000, ako aj textovú časť (vysvetlivky) k nej, v ktorej hodnotia hydrogeologické pomery celého územia. Hydrogeologickým pomerom územia Handlovskej kotliny sa venoval aj Marcin (1997 in Šimon et al., 1997b) v rámci textových vysvetliviek ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Časť tohto územia zasahuje aj do základnej hydrogeologickej a hydrogeochemickej mapy pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000 (Černák et al., 2004). V práci z roku 2009 hodnotia Franko et al. hydrogeologické pomery hlbokého podložia Hornonitrianskej kotliny a Handlovskej kotliny. Základné informácie a prínos hydrogeologického vrtu RH-1 (ktorý bol realizovaný v rámci *Základného hydrogeologického výskumu Handlovskej kotliny*) sú stručne spracované v čiastkovej správe Remšíka a Černáka (2011). Výskumom prameňov minerálnej vody v okrese Prievidza sa zaoberali Tkáčik et al. (1969). Prírodným liečivým a termálnym vodám v Bojniciach sa venovali Vandrová et al. (2011). Revidovali exploatačné podmienky prírodných liečivých zdrojov na vrtoch BR-1, BR-2, BR-3, Z-2 a zdrojoch s termálnou vodou BR-6 a PA-7 v rámci doplnkového hydrogeologického prieskumu. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum a výpočet množstva minerálnej vody v oblasti Bojníc v území zasahujúcom do skúmaného územia realizovali Vrana et al. (2011). Súčasťou väčšiny uvedených prác bol aj prieskum zákonitostí tvorby chemického zloženia podzemnej vody aj jej kvality.

Hydrogeotermálnu charakteristiku Handlovskej kotliny v rámci Hornonitrianskej kotliny spolu s hydrogeotermálnymi úrovňovými mapami tejto oblasti (hlbka 1 000, 2 000 a 3 000 m) obsahuje *Atlas geotermálnej energie Slovenska* (Franko, Remšík a Fendek – eds., 1995). Možnosti získavania geotermálnej vody v okolí Handlovej zhodnotil vo svojej štúdii Auxt (1999). V rokoch 2001 – 2004 ŠGÚDŠ Bratislava v rámci regionálneho geologického výskumu realizoval geologické práce zamerané na regionálne hydrogeotermálne zhodnotenie Hornonitrianskej kotliny. V rámci tejto úlohy, ktorá priniesla komplexné zhodnotenie geologických (aj za pomoci geofyzikálnych prác), hydrogeotermálnych a hydrogeochemických pomerov vrátane

potenciálu prírodného množstva geotermálnej vody a geotermálnej energie v území, sa realizoval aj geotermálny vrt FGHn-1 v Handlovej hlboký 470 m (Fendek et al., 2004). Z vrtu FGHn-1 bola hydrodynamickou skúškou overená výdatnosť $2,17 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody teplej $19,4 \text{ }^\circ\text{C}$ pri ustálenej hladine v hĺbke 110,15 m od odmerného bodu.

Lokálne hydrogeologické prieskumné práce sa realizovali napríklad v Morovne (vrt HM-1 s hĺbkou 100 m pre ŠM Handlová – Bartková et al., 1976), v Handlovej-Troch studničkách (vrt HHG-1 hlboký 92 m pre Stredoslovenské vodárne a kanalizácie Banská Bystrica – Lauko a Palkovičová, 1983), v Ráztočne (vrt HGR-1 s hĺbkou 15 m pre ŠM Handlová – Francistyová, 1988a) a v Jalovci (vrt HGJ-1 hlboký 15,5 m pre ŠM Handlová – Francistyová, 1988b).

PRÍRODNÁ CHARAKTERISTIKA SKÚMANÉHO ÚZEMIA

Geomorfologické pomery a charakter krajiny

Handlovská kotlina sa nachádza v centrálnej časti Slovenska (obr. 1) a predstavuje juhovýchodný výbežok Hornonitrianskej kotliny. Má charakter poloostrovej kotliny. Začína sa úzkym kaňonom Handlovky východne od Prievidze, za ktorým sa rozširuje popri toku a vytvára širokú nivu. Nadmorská výška kotliny sa pohybuje od zhruba 300 m n. m. pri Prievidzi do približne 500 m n. m. v katastri Handlovej, okolo 800 m n. m. v okolí Ráztočna a najvyšším miestom je kóta 971 Veľký Grič. Kotlina je na S a SV ohraničená pohorím Žiar, na V a JV Kremnickými vrchmi, na J a JZ pohorím Vtáčnik a na Z a SZ Hornonitrianskou kotlinou. Dĺžka kotliny je približne 14 km, priemerná šírka asi 5 km. Skúmané územie s časťou Handlovskej kotliny zaberá plochu $123,5 \text{ km}^2$ (*Atlas krajiny SR*, 2002).

Klimatické pomery

Klimatogeograficky v území dominuje typ kotlinovej klímy, mierne suchej až vlhkej, mierne chladnej, pre blízke okolie Prievidze je charakteristický typ teplej kotlinovej klímy. Typ horskej klímy (vlhkej až veľmi vlhkej, mierne chladnej) je badateľný v s. a v. časti (*Atlas krajiny SR*, 2002).

Teplotné pomery

Teplota vzduchu v území sa pozoruje na stanici Prievidza (tab. 1). Priemerná teplota vzduchu nameraná v rokoch 1961 – 1990 sa mení od okrajových častí smerom do stredu kotliny. Veľmi malé plochy na V a SV územia a sv. od kóty Vtáčnik majú teplotný priemer $4 - 6 \text{ }^\circ\text{C}$ za rok, okolie Handlovej a sv. pruh územia $6 - 7 \text{ }^\circ\text{C}$, v centrálnej časti územia zo S na J $7 - 8 \text{ }^\circ\text{C}$ a v okolí Prievidze a na dolnom toku Handlovky smerom k Prievidzi $8 - 9 \text{ }^\circ\text{C}$ (*Atlas krajiny SR*, 2002).

Centrálna časť kotliny (väčšina hodnoteného územia) je pokrytá snehom 60 – 80 dní do roka. Priemerne 80 – 100 dní sa sneh udrží v úzkom páse tiahnucom sa po okraji zo S na J a v okolí Handlovej. Priemer absolútnej ročnej minimálnej teploty vzduchu skúmaného územia (pozorované



Obr. 1. Situácia študovaného územia Handlovskej kotliny.

obdobie 1931 – 1960) je na väčšine územia -20 až -24 °C (stanica Prievidza $-20,7$ °C). Chladnejšie je v sv. a jv. časti (-24 °C a viac).

Maximá teploty pripadajú na júl a august, najchladnejším mesiacom je január. V letnom období je 57 letných dní ($t > 25$ °C) a 10 tropických dní ($t > 30$ °C). V Hornonitrianskej kotline sa vychladený vzduch podmieňujúci tvorbu inverzií rozteká do širšieho otvoreného priestranstva, a preto inverzie tu majú nižší výskyt, slabšiu intenzitu a kratšie trvanie ako v uzavretých kotlinách.

Zrážkové pomery

Zrážky a jarné topenie snehu predstavujú podstatný zdroj dopĺňania zásob podzemnej vody. Množstvo spadnutých zrážok sa v území pohybuje v rozpätí 600 – 1 200 mm ročne. Zrážkové maximá pripadajú na jún a júl, minimá na zimu, hlavne február. V území je dostatok zrážok po celý rok.

Na charakterizovanie zrážkových pomerov územia bol použitý všeobecný prehľad klimatických pomerov v *Atlase SSR* (1980), v *Atlase krajiny SR* (2002) a dostupné meteorologické údaje zo zrážkomerných staníc SHMÚ. Ročný priemerný úhrn zrážok (pozorované obdobie 1961 – 1990) v centre kotliny sa pohybuje od 700 do 800 mm, v okolí Prievidze od 600 do 700 mm. Vyššia hodnota (900 až 1 000 mm) charakterizuje sv., v. a j. okraj územia. Najviac

zrážok (1 000 – 1 200 mm) bolo pozorovaných v j. časti kotliny (sv. od kóty Vtáčnik). V tabuľke 2 je vyhodnotená vlhkosť rokov na základe porovnania priemerných ročných úhrnov zrážok za roky 2007 až 2011 s dlhodobým priemerným ročným úhrnom zrážok. Roky 2007 až 2009 sú z pohľadu zrážkových úhrnov normálne, rok 2010 je mimoriadne vlhký a rok 2011 je suchý.

Trvanie zrážkového obdobia s pravdepodobnosťou výskytu raz za 10 rokov počas obdobia 1890 – 1969 je na väčšine územia 20 – 24 dní, na dolnom toku Handlovky pri Prievidzi a na toku Nitry 18 – 20 dní.

Trvanie suchého obdobia s pravdepodobnosťou výskytu raz za 10 rokov v skúmanom území za pozorované obdobie 1890 – 1969 je 42 – 44 dní, v stanici Prievidza 43 dní.

Evapotranspirácia

Priemerný ročný úhrn potenciálnej evapotranspirácie v rokoch 1961 – 1990 klesá od 600 – 650 mm (tok Nitry, okolie Prievidze) cez 550 – 600 mm (sv. a v. okraj kotliny) do 450 – 500 mm (j. a jv. časť). Priemerný ročný úhrn skutočnej evapotranspirácie za pozorované obdobie 1961 – 1990 je 400 – 450 mm na J územia a okolo Handlovej, v okolí Prievidze predstavuje zhruba 450 mm. Priemerný mesačný a ročný úhrn potenciálnej a skutočnej evapotranspirácie (Tomlain, 1997) v mm za obdobie 1961 – 1990 je uvedený v tab. 3a, b.

Tab. 1. Priemerná mesačná teplota vzduchu v °C na stanici Prievidza (zdroj údajov SHMÚ).

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Prievidza 1931 – 1960	-3,0	-1,2	3,2	8,7	13,9	16,9	18,7	18,0	14,3	8,9	4,2	-0,2	8,5
Prievidza 1951 – 1980	-2,4	-0,3	3,4	8,7	13,5	17,1	18,2	17,7	13,8	9	4,2	-0,2	8,6
Prievidza 1973 – 2011	-1,6	0,2	4,4	9,6	14,8	17,5	19,3	18,9	14,4	9,4	4,1	-0,2	9,23

Tab. 2. Hodnotenie vlhkosti rokov na základe porovnania priemerných ročných úhrnov zrážok za roky 2007 až 2011 s dlhodobým priemerným ročným úhrnom zrážok (zdroj SHMÚ).

	Dlhodobý priemerný ročný úhrn zrážok [mm]		Priemerný ročný úhrn zrážok za jednotlivé roky [mm]					Hodnotenie rokov oproti dlhodobému priemeru [%]				
	Obdobie hodnotenia	Úhrn zrážok	2007	2008	2009	2010	2011	2007	2008	2009	2010	2011
Sklené	1981 – 2011	707	759	729	701	1 115	592	107	103	99	158	84
Nedožery-Brezany	1981 – 1992	560										
Ráztočno	1981 – 2011	637	691	616	598	991	522	108	97	94	156	82
Prievidza	1981 – 2011	541	635	546	593	735	394	117	101	110	136	73
Handlová-Nová Lehota	1981 – 2011	767	811	739	793	1 209	634	106	96	103	158	83
Hodnotenie vlhkosti rokov na základe relatívneho úhrnu zrážok								110	99	102	152	80
								N	N	N	MV	S

Pozn.: MV – mimoriadne vlhký, N – normálny, S – suchý.

Tab. 3a. Priemerný mesačný a ročný úhrn potenciálnej evapotranspirácie v mm za obdobie 1951 – 1980 (údaje SHMÚ) a 1961 – 1990 (Tomlain, 1997).

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Prievidza 1951 – 1980	1	6	31	63	93	106	115	96	66	31	12	2	622
Prievidza 1961 – 1990	3	11	36	65	94	105	115	96	62	36	14	4	641

Tab. 3b. Priemerný mesačný a ročný úhrn skutočnej evapotranspirácie v mm za obdobie 1951 – 1980 (údaje SHMÚ) a 1961 – 1990 (Tomlain, 1997).

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Prievidza 1951 – 1980	1	6	24	52	78	88	88	69	47	23	9	2	487
Prievidza 1961 – 1990	2	9	28	52	75	80	76	58	39	24	10	3	456

Hydrologické pomery

Vodný potenciál územia tvorí jednak povrchová voda povodia rieky Nitry s hlavným ľavostranným prítokom Handlovkou a jej prítokmi, jednak podzemná voda.

Povrchová voda

Handlovská kotlina leží v povodí rieky Nitry (odtok 34 %, výpar 76 %, podiel povodia na ploche Slovenska 9,2 %), ktoré je čiastkovým povodím Váhu. Handlovskú kotlinu odvodňuje tok Handlovka (číslo hydrologického povodia 4-21-11-036), ktorý je zaradený medzi vodohospodársky významné toky (podľa vyhlášky MŽP SR č. 211/2005 Z. z.). Handlovka je dlhá 32 km, s veľkosťou povodia 178,3 km² (po ústie). Pramení v pohorí Vtáčnik pod

vrchom Biely kameň (1 135,0 m n. m.) v nadmorskej výške približne 770 m. Tok Handlovky a jej povodie je orientované v smere zlomov (Z – V, resp. SZ – JV). Toky pritekajúce do Handlovky majú pretiahnutý perovitý tvar. Hustota riečnej siete v povodí je 0,95 km · km⁻², priemerný sklon toku je 15 ‰.

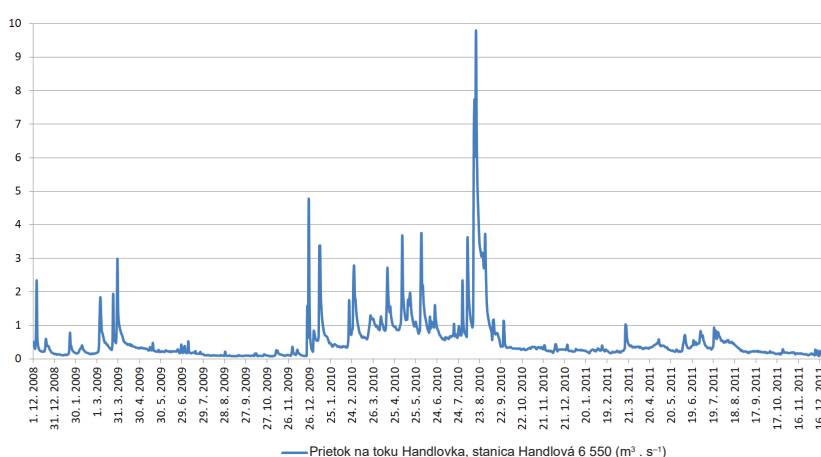
Priemerný ročný merný odtok zo skúmaného územia za pozorované obdobie 1931 – 1980 je na väčšine územia (najmä na S a V od Prievidze) 10 – 15 l · s⁻¹ · km⁻², vo v. a jv. časti územia a v okolí Handlovej sa pohybuje od 15 do 20 l · s⁻¹ · km⁻² (Atlas krajiny SR, 2002).

V tabuľke 4 a na obrázku 2 je uvedený priemerný prítok (m³ · s⁻¹) na toku Handlovka v hydrologickej stanici

Tab. 4. Priemerný prietok na Handlovke v hydrologickej stanici 6 550 Handlová za roky 1972 – 2011 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) a pomerný prietok za roky 2007 až 2011 oproti priemernému prietoku (%) (zdroj údajov SHMÚ).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Priemerný prietok 1972 – 2011 [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	0,5	0,7	1,0	0,8	0,6	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,52
Pomerný prietok za roky 2007 až 2011 oproti priemernému prietoku v danom mesiaci v %													
2007	27	40	34	19	20	35	31	34	48	31	35	35	31
2008	35	25	42	35	30	23	37	26	34	30	22	78	35
2009	35	32	74	59	49	51	58	31	32	30	29	91	51
2010	161	110	95	136	233	274	226	928	297	92	74	55	190
2011	45	37	36	42	57	91	161	122	74	54	37	29	57

6 550 Handlová a pomerný prietok v rokoch 2007 až 2011 oproti priemernému prietoku (zdroj údajov SHMÚ). Najvyšší prietok na toku Handlovka bol v extrémne vlhkom roku 2010, čo vplývalo aj na režim podzemnej vody v danej oblasti, keď sa realizovali režimové meračia. V ostatných rokoch, v ktorých v Handlovskej kotline prebiehali terénne práce, tok Handlovka na hodnotených hydrologických staniciach vykazoval podpriemerný prietok.



Obr. 2. Prietok na toku Handlovka ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) v hydrologickej stanici 6 550 Handlová v rokoch 2008 – 2011 (zdroj údajov SHMÚ).

Podzemná voda

Hladina podzemnej vody je v hydraulikej spojitosti s hladinou toku Handlovka, pričom k najvýraznejšiemu ovplyvňovaniu dochádza v pririečnej zóne. Úroveň hladiny podzemnej vody sa v priebehu roka výrazne mení. Maximá sa dosahujú v jarných mesiacoch (marec – máj), minimá v auguste až novembri. Kolísanie predstavuje asi 1 – 1,5 m a smer prúdenia podzemnej vody je subpara-

lelný so smerom toku Handlovky. V tabuľke 5 je zobrazená priemerná výdatnosť vodárensky využívaných prameňov v hodnotenom území, resp. v jeho blízkosti [zdroj údajov Stredoslovenská vodárenská prevádzková spoločnosť, a. s., zákaznícke centrum (ZC) Prievidza].

Tab. 5. Priemerná mesačná výdatnosť vodárenských zdrojov ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$) v hodnotenom území, resp. v jeho blízkosti (zdroj údajov Stredoslovenská vodárenská prevádzková spoločnosť, a. s., ZC Prievidza).

Vodný zdroj	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Mlynská dolina 1	6,61	6,68	7,00	7,50	7,32	6,74	6,56	6,62	6,86	6,90	6,82	6,84
Mlynská dolina 2	1,98	2,30	3,12	3,30	3,12	3,24	2,90	2,62	2,66	2,48	2,22	2,12
Tri studničky	10,92	10,92	11,14	11,52	12,28	11,78	11,66	12,04	11,82	11,86	11,44	11,42
Schnaiderova lúka	4,21	4,56	4,42	4,46	4,34	4,16	4,08	4,00	3,94	3,92	3,76	3,72
Ráztočno	13,49	14,66	15,06	15,00	14,14	14,04	14,48	14,52	14,02	13,48	13,46	13,38
Teplý	7,95	7,92	8,66	8,92	8,64	8,64	9,10	9,00	8,48	8,46	8,30	8,24
Morovno	1,84	2,02	2,36	2,98	2,94	2,20	1,88	2,08	2,06	1,84	1,80	1,70
Švogrová *	0,54	0,47	0,63	0,56	0,69	0,54	0,35	0,49	0,52	0,38	0,39	0,47
Liškánová	0,73	0,67	1,03	0,88	0,89	0,75	0,64	0,71	0,70	0,56	0,58	0,64
Pri ceste	0,84	0,85	1,15	1,17	1,24	1,11	0,96	0,96	0,86	0,73	0,70	0,77
Stanište	1,41	1,45	2,00	1,84	1,93	1,67	1,39	1,48	1,54	1,32	1,34	1,50

Pozn.: obdobie hodnotenia 2007 – 2011, *2009 – 2011.

Z vodohospodárskeho hľadiska podzemná voda v študovanom území prislúcha k štyrom hydrogeologickým rajónom (P-G 063, V 082, V 086, QN 067).

Geologické pomery

Poznatky o geologickej stavbe vymedzeného územia širšej oblasti Handlovej vyplývajú z informácií získaných do roku 2012. Vychádzame z výsledkov riešenia geologickej úlohy *Základný hydrogeologický výskum Handlovej kotliny* riešenej v ŠGÚDŠ (Černák et al., 2012). Pri geologickej hodnote stavby územia sa brali do úvahy poznatky z vrto FGHN-1 a RH-1 v oblasti Handlovej a ČH-1 (realizovaných v rámci skôr spomínanej geologickej úlohy) a ČČ-3 v oblasti Malej Čausy. Dôležitým podkladom boli aj geologické mapy regiónov 1 : 50 000 a vysvetliviek k nim – región Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina (Šimon et al., 1997a, b), resp. Kremnické vrchy (Lexa et al., 1998a, b).

Na geologickej stavbe širšieho okolia a podložia vymedzeného územia sa podieľajú jednotky kryštalinika, sedimenty mladšieho paleozoika a mezozoika tektonických jednotiek tatrika pohoria Žiar (ráztočnianska a žiarska sukcesia), fatrika (krížňanský príkrov) a hronika ako súčasť príkrovovej stavby Západných Karpát, terciérne sedimenty výplne Hornonitrianskej kotliny, neovulkanity Vtáčnika a Kremnických vrchov a kvartérne sedimenty pleistocénu a holocénu. Tektonické jednotky tatrika, fatrika a hronika vystupujú na povrch vo východnej časti skúmaného územia. Smerom na J a JZ sa ponárajú pod paleogénne a neogénne horniny. Geologická stavba skúmaného územia je v dôsledku zlomovej tektoniky značne komplikovaná a charakterizuje ju neogénna hrasťovo-prepadlinová stavba.

Tatrikum predstavuje najexternejšiu a najspodnejšiu tektonickú superjednotku centrálnych Západných Karpát. Budujú ho horniny kryštalinika (migmatity, ruly, granity, diority) a mezozoické sukcesie ležiace na kryštaliniku v „obalovej“ pozícii.

Kryštalinikum tatrika vystupuje v centrálnej časti pohoria Žiar. Vo vymedzenom území sú na povrchu zastúpené len magmatické horniny variského veku. Zastupujú ich hrubozrné muskoviticko-biotitické granity až granodiority a dvojsľudové porfyrické granity, v južnej časti pohoria sa nachádzajú aj hybridné biotitické granodiority a xenolity biotitických pararúl.

Mezozoické sukcesie tatrika ležia na kryštaliniku v „obalovej“ pozícii. Aj keď majú mnohé spoločné znaky, sú medzi nimi isté rozdiely. V pohorí Žiar sú zastúpené *žiarska sukcesia*, ktorá tvorí mezozoický „obal“ severne, a *ráztočnianska sukcesia* južne od kryštalickeho jadra.

Žiarska sukcesia. Týmto termínom je označený sedimentárny sled zložený z formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek. Má stratigrafický rozsah spodný trias – alb. Charakteristickým znakom žiarskej sukcesie je spätosť kremencov spodného triasu s granitoidným kryštalinikom tatrika bez prítomnosti mladopaleozoického obalu. V rámci vymedzeného územia sú zastúpené len svetlosivé, sivozelené, ružovkasté, miestami až červenofialové lavicovité kremence, resp. kremenné, niekedy aj arkózové pieskovce **lúžňanského súvrstvia** (spodný trias – skýt).

Predstavujú bazálny člen žiarskej sukcesie. Vek súvrstvia nebol zatiaľ biostratigraficky preukázaný.

Ráztočnianska sukcesia. Je vyvinutá v južnej časti pohoria Žiar. Ide o vrstvový sled sedimentárnych hornín od stredného triasu po alb. K jej charakteristickým znakom patrí neprítomnosť spodno- a vrchnotriasových (rét) sedimentov a silná tektonická redukcia karpatského keuperu, jury a neokómu. Zastúpené sú nasledujúce litostratigrafické jednotky:

Gutensteinské vápence (stredný trias). Ide o tmavosivé pelitické, v spodných častiach vrstvového sledu doskovité až tenkolavicovité (10 – 30 cm), vyššie hrubolavicovité až masívne vápence. Z fosilných zvyškov sú zachované len reliktly článkov ostnatokožcov. Uprostred vápencov možno nájsť šošovky a polohy dolomitov. Gutensteinské vápence dosahujú hrúbku 20 – 50 m.

Ramsauské a hlavné dolomity (stredný až vrchný trias). Tvoria tenkú polohu svetlých aj tmavých dolomitov. Sú masívne alebo hrubolavicovité, niekedy brekciovitité, ľahko rozpadavé na ostrohrannú drvinu.

Kremence a pestré bridlice karpatského keuperu (norik). Podľa Nemčoka (1985) toto súvrstvie pozostáva z nie celkom vytriedených kremencov a fialových, okrových a zelenkavých ílovitých bridlic s tyčinkovitým rozpadom.

Krinooidové vápence, hľuznaté vápence so svetlými rohovcami, **rádioláriové vápence** (jura), sivé a tmavosivé organodetrítické vápence s tmavými rohovcami (**lučivnianske súvrstvie**) (spodná krieda: neokóm – apt). Tento súbor hornín je azda najmenej preskúmaný, pretože odkryvy, s výnimkou krinooidových vápencov, sú veľmi zriedkavé. Vrstvový sled sa predpokladá väčšinou z úlomkov v sutine.

Porubské súvrstvie (alb). Najvyšším členom ráztočnianskej sukcesie sú vápnité a piesčité bridlice, vápnité pieskovce, doskovité a lavicovité piesčité vápence a karbonátové zlepenca albu.

Z priestorového hľadiska je ráztočnianska sukcesia oproti kryštaliniku obmedzená tektonicky. Vrchnou hranicou je kontakt s krížňanským príkrovom. Podobne ako žiarska sukcesia, je postihnutá silnou tektonickou redukciiou.

Fatrikum vystupuje v južnej časti Žiaru v tektonickom nadloží (príkrovovej pozícii) tatrickej ráztočnianskej sukcesie. Krížňanský príkrov v pohorí Žiar reprezentuje hlbokovodná *zliechovská sukcesia* s vekovým rozpätím stredný trias – apt. Dosahuje hrúbku okolo 300 m.

Najspodnejším členom vrstvového sledu krížňanského príkrovu vystupujúcim na jeho báze sú **gutensteinské** a **podhradské vápence** (stredný trias). Súvrstvie vápencov tvoria sivé až tmavosivé, sčasti dolomitické vápence, vo vrchných častiach organodetrítické – krinooidové až lumachelové, vyššie s pseudomorfozami po sadrovcí. Vek súvrstvia nebol zatiaľ paleontologicky preukázaný. Nemček (1985) z neho uvádza riasové polohy.

V nadloží vápencov stredného triasu vystupujú **ramsauské dolomity** a **hlavné dolomity** (stredný až vrchný trias). Tvoria hrubší komplex sivých a tmavosivých masívnych, petrograficky veľmi monotónnych a rekryštalizovaných dolomitov. Nemček (1985) z ich vrstvovitých variet uvádza riasové polohy. Do stredného až vrchného triasu sa všeobecne zaraďujú bez paleontologických dôkazov.

Karpatský keuper (pestré ílovité bridlice, pieskovce-kremence, dolomity) (norik) tvorí nápadné súvrstvie zastúpené červenými, zelenými a žltkavými ílovitými bridlicami s bežnými vložkami žltkavých dolomitov. Vyskytujú sa aj biele doskovité, strednozrnné aj hrubozrnné pieskovce zložené z kremeňa, vzácné aj živcov a úlomkov zelených bridlíc.

Ďalším charakteristickým členom vrstvového sledu krížňanského príkrovu je **fatranské súvrstvie** (sivé organodetrítické a lumachelové vápence, ílovce) (rét), pôvodne označované ako kössenské vrstvy (Matějka, 1924). Ide o tmavosivé, modravé až čierne masívne aj lavicovité a doskovité vápence. Vápence sú buď pelitické, alebo častejšie organodetrítické, krinoidové, oolitické, litodendronové alebo lumachelové, so zvyškami ramenonožcov *Terebratula gregaria* SUSS. Obsahujú aj iné rozmanité fosílné zvyšky, okrem iných aj dierkavce.

Najspodnejším vrstvovým členom jury sú **kopienecské vrstvy** hetanžu. Zastupujú ich tmavosivé a sivozelené, často do hneda zvetrávajúce, jemne sľudnaté bridlice, lavicovité piesčité organodetrítické (hlavne krinoidové) vápence a vápnité pieskovce. Na ich prítomnosť sa dá usudzovať hlavne z úlomkov v sutine. Biely (1957) v nich našiel belemnity a úlomok amonitu.

Allgäuské súvrstvie (sinemúr – pliensbach – ?toark), známe aj pod názvom „fleckenmergel“, vystupuje v súvislom pruhu naprieč pohorím. Pre toto súvrstvie sú typické škvornité ílovité vápence s tenkými polohami sivých až sivočiernych ílovcov, resp. ílovitých bridlíc. V severnej časti pohoria sa v nich našli amonity a belemnity.

Litologicky zhodné s allgäuským súvrstvom, s výnimkou kremeňov, je súvrstvie „**kremitého fleckenmerglu**“ (kremité ílovité vápence, bridlice) (?doger), ktoré je známe len zo severnej časti pohoria.

Sedimenty malmu reprezentované zelenými a červenými rádiolaritmi a rádiolarióvymi vápencami **ždiarskeho súvrstvia** a červenými **hľuznatými vápencami** tvoria v južnej časti Žiaru vzhľadom na svoju odolnosť naprieč malej hrúbke tenký, niekde prerušený pruh v nadloží čiernych vápencov rétu (kopienecské vrstvy obyčajne nie sú zastúpené).

Komplex hornín vrchnej jury až spodnej kriedy (kimeridž – apt) vystupuje v nasledujúcich súvrstviach:

Jaseninské súvrstvie (sakokómovo-apychové vápence) (kimeridž) budujú sivé, zelenkavé, červené až fialové, slabó ílovité, často silno zbridličnatené vápence s polohami slabó ílovitých bridlíc a hľuznatých vápencov.

Osnické súvrstvie (kalpionelové vápence, biancone, maiolica) (titón – valangin) pozostáva zo sivých a svetlosivých pelitických vápencov s polohami ílovitých bridlíc. V teréne sa ťažko odlišujú od mraznického súvrstvia.

Mraznické súvrstvie (valangin – barém) zastupujú sivé a hnedasté ílovité, miestami škvornité vápence s povlakmi Fe minerálov, s polohami ílovcov a ílovitých bridlíc.

Párnické súvrstvie (apt) reprezentujú ílovité bridlice, ílovce, ílovité vápence, organodetrítické vápence a karbonátové parazlepence.

Podľa Havrilu (in Rakús et al., 1984) príkrovové teleso, všeobecne označované ako krížňanský príkrov, nie je jed-

notné teleso. Ide o príkrovový systém, skupinu troch telies, z ktorých stredné je dominujúce (je v ňom zachovaný celý sled), vrchné a spodné telesá sú rozsahom podružné. Rozloženie telies v zmysle Havrilu (in Rakús et al., 1984):

1. na báze systému je „spodná šupina“, ktorá vystupuje iba v severnej časti pohoria,
2. hlavné teleso príkrovu vystupuje na severe a na juhu pohoria,
3. v severnej časti pohoria nad albom hlavného telesa systému vystupuje ešte raz spodná krieda, tvoriac tretie teleso krížňanského príkrovového systému.

Hronikum je reprezentované chočským príkrovom, ktorý leží na južnej strane pohoria Žiar na krížňanskom príkrove (sklenianske mezozoikum). Spodnú časť hronika (nevystupuje na povrch) zastupuje vrchnopaleozoická ípoltická skupina (vrchnokarbónske nižnobocianske a permské malužinské súvrstvie sensu Vozárová a Vozár, 1981) a spodnotriasové súvrstvia (benkovské a šuňavské súvrstvie sensu Biely in Andrusov a Samuel et al., 1983, 1985). Triasové sedimenty zastupujú prevažne karbonátové členy karbonátovej plošiny a iba lokálne sú zastúpené členy panvového typu.

Vrchnopaleozoické sedimenty hronika v podloží vymedzeného územia sú reprezentované charakteristickými permkými fáciami v podobe pestrých bridlíc (drôb), pieskovcov a zlepencov. V dôsledku komplikovanej zlomovo-prešmykovej tektoniky aj predterciérnej erózie je súvrstvie zachované v silno zredukovanom vrstvovom slede. Hypotetický (kompletný) vrstvový sled odspodu nahor tvoria: nižnobocianske súvrstvie (vrchný karbón), malužinské súvrstvie (perm), benkovské súvrstvie (spodný trias – in-duan), šuňavské súvrstvie (spodný trias – olenekian), guttensteinské a reiflinské vápence (anis – ladin), ramsauské a hlavné dolomity (stredný až vrchný trias).

Na základe regionálnych geologických máp Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (Šimon et al., 1997a), Tribčica (Ivanička et al., 1998), Starohorských vrchov, Čierťáže a severnej časti Zvolenskej kotliny (Polák et al., 2003), resp. pozície a výskytu sedimentárnych sekvencií hronika je možné vysloviť určité predpoklady o stavbe hronika v podloží neogénu a terciérnej výplne Handlovskej kotliny. Nie je vylúčené, že v študovanej oblasti by ho mohli zastupovať dva čiastkové príkrovy, ktoré ležia na fatriku.

Podľa Havrilu [1993, 2004, in Černák a Kordík (eds.) et al., 2004] v období stredného až vrchného triasu v priestore hronika vystupujúceho v pohorí Žiar dominovala karbonátová sedimentácia na plytkomorskej karbonátovej mojtínsko-harmaneckej plošine (t. j. čiernovážsky vývoj). Iba lokálne sa zistilo časovo obmedzené zasahovanie panvových facií (reiflinské vápence a lunszké vrstvy) ráztočnianskeho bazéna (t. j. bielovážsky vývoj).

Na základe geografickej pozície medzi vrásou Tlstej na východe a mojtínsko-harmaneckou plošinou na západe a na základe litologického obsahu telesa vyskytujúceho sa v južnej časti pohoria Žiar možno toto teleso hronika korelovať s príkrovom znievskeho hradu (ústna informácia M. Havrilu).

Zastúpenie predterciérnych hornín v podloží Hornonitrianskej kotliny je možné generálne zhodnotiť takto (v zmysle Bieleho et al., 1985):

- v severnej časti z oblasti Tužiny na juh po spojnici Kanianka – Ráztočno (medzi malomagurským a pravnianskym zlomom sú v bezprostrednom podloží terciéru horniny tatrika; predpokladaná prítomnosť hornín kryštalinika tatrika (Fendek et al., 2004) v podloží terciéru je menej pravdepodobná;
- južnejšie od spojnice Kanianka – Ráztočno sú v predterciérnom podloží horniny tatrika prekryté hlavne dolomitmi chočského príkrovu hronika;
- južne od spojnice Nitrianske Sučany – Lehota pod Vtáčnikom – Nová Lehota sú v predterciérnom podloží horniny maluzinského súvrstvia hronika.

Paleogénne sedimenty zaradované do *podtatranskej skupiny vnútrokarpatského paleogénu* (Gross et al., 1984; Gross, 2008) sú v širšej oblasti vymedzeného územia súčasťou výplne Hornonitrianskej kotliny. Na povrch vystupujú v oblasti vysokej bojnickej kryhy (bojnický paleogén: Bojnice – Štovce – Dĺžin) a v handlovskom pruhu (v Handlovskej kotline: Handlová – Ráztočno – Malá Čausa – Brezany). V kotline podstielať sedimenty neogénu. Uvedené sedimenty a podobne aj sedimenty v oblasti Bánovskej kotliny nie sú celkom typické pre klasický vývoj podtatranskej skupiny ani pre budínsky vývoj paleogénu. Študované územie v paleogénom období vytvorilo komunikačný koridor medzi oboma paleoprovinciami (Gross, 1978, 2008).

V študovanom území sú zastúpené (Gross in Šimon et al., 1997b) sedimenty **borovského súvrstvia** (karbonátové brekcie, zlepenca, resp. organodetritické vápence s bežnou hrúbkou okolo 30 m, maximálne do 100 m) a sedimenty **terchovských (okrajových) vrstiev** (ílovce so sporadickými brekciami a polohy karbonátových brekcií, ktoré dosahujú bežnú hrúbku 50 – 70 m, ojedinele až do 200 m). Vekovo sa zaradujú do eocénu až oligocénu.

Sedimenty **hutianskeho a zubereckého súvrstvia** nebolo možné od seba odčleniť a na mape boli znázornené ako nečlenené sedimenty (Gross in Šimon et al., 1997b). Hutianske a zuberecké súvrstvie hrubé 300 – 500 m tu smerom do nadložia miestami nadobúda charakter až typického flyšu s pomerom pieskovecov k ílovcem zhruba od 2 : 1 do 1 : 2. Vekovo sa obe súvrstvia zaradujú do oligocénu. Novšie štúdiá mikrofauny však preukazujú, že vrchná časť tohto súvrstvia zasahuje až do egeru (Zlinská, 2013).

Na mape a vo vysvetlivkách Šimona et al. (1997a, b) boli vyčlenené pieskovcové vrstvy bielopotockého typu, ktoré zodpovedajú piesčitém vrstvám (Čechovič, 1959) a zakončujú paleogénny sedimentačný cyklus. Vzhľadom na ich špecifický vývoj boli nazvané ako **chrenovecké a podrematské vrstvy** (Gross, 2008, resp. Filo in Bezák et al., 2009). Vekovo sú zaradené do oligocénu až raného miocénu (kišcel – eger).

V podloží chrenoveckých vrstiev v oblasti južných svahov v obci Remata (kóta 566) v. od Handlovej sa nachádzajú stredno- a hrubozrnné balvanovité vápence oligocénneho veku.

Neogénne sedimenty a sčasti aj neovulkanity Vtáčnika a Kremnických vrchov vyplňajú Handlovskú kotlinu, kto-

rá má v neogéne dvojetážovú stavbu (egenburg a bádenu – pliocén).

Egenburg je prevažne morský a zastupuje ho **čausianske súvrstvie**, ktoré tvoria vápnité íly, ílovce, prachovce, šlíry, pieskovce a zlepenca (kľačnianske). Panva bola súčasťou systému predobľukových panví spolu so západoslovenským strižným koridorom a transkarpatskou strižnou brázdou. Z dnešného hľadiska mala kotlina v tomto období rovnaký vývoj ako Bánovská kotlina, Trenčianska kotlina a Ilavská kotlina, piešťanská čiastková depresia blatnianskej priehlbiny Podunajskej panvy a vaďovská a beckovská depresia v napojení na Viedenskú panvu.

Stredno- a neskoromiocénu časť výplne kotliny tvoria nemorské horniny raného bádenu – pliocénu (**kameniské, handlovské, košské, lehotské a lelovské súvrstvie** a pliocénne sedimenty), značne ovplyvnené vulkanickou činnosťou stredoslovenských neovulkanitov, ležiace diskordantne na staršej výplni. V strednom miocéne (vulkanity Vtáčnika) sa začínajú extrúzie andezitu s granátom (Trasľavý vrch nad Handlovou). V bádene vznikli **novolehotská** formácia (ryolity, tufy), **plešinská** formácia (andezity), formácia **Kľackej doliny** (andezity, vulkanoklastiká) a v sarmate **vtáčnická** formácia (andezity, vulkanity, vulkanoklastiká). Z vulkanitov Kremnických vrchov tu bádenu zastupuje **zlatostudnianska** formácia (porfýry, vulkanoklastiká), **turčecká** formácia (andezity, vulkanoklastiká), formácia **Kremnického štítu** (andezity, tufy) a v sarmate **rematská** formácia (andezity, pyroklastiká). V bádene sukcesiu vulkanoklastických, vulkanosedimentárnych a sedimentárnych hornín s pyroklastikami v podloží uhoľných slojov predstavuje **kamenské súvrstvie**. **Handlovské súvrstvie** tvoria uhoľné íly, ílovce, uhlie, lignit, tufity, tufitické pieskovce a prachovce. Ich nadložie buduje **košské súvrstvie** (monotónne sivé až hnedasté íly) s hrúbkou do 300 m. **Lehotské súvrstvie** v nadloží tvoria štrky, piesky, piesčité prachovce a íly.

Kvartérne sedimenty zastupujú pleistocénne hlinité štrky, fluviaľne piesčité štrky, piesčité a hlinité štrky náplavových kužeľov, štrky, piesky a piesčité štrky dnových akumulácií nív, spraše a sprašové hliny. Pleistocén až holocén reprezentujú hlinito-kamenité a kamenité sedimenty. Holocén zastupujú hlinité štrky náplavových kužeľov, hliny, íly a štrky nív s hrúbkou 4,5 – 8,5 m a sladkovodné vápence – travertíny.

Tektonické pomery

Predterciérne horniny

Z tektonického hľadiska sa územie formovalo v dvoch hlavných etapách, ktoré odrážajú paleoalpínsky a neoalpínsky vývoj (Šimon et al., 1997b). Výsledkom paleoalpínskeho vývoja sú tektonické príkrovy tatrika, veporika a hronika. Paleoalpínske jednotky tatrika a veporika vystupujúce v regióne mali podobný geologický vývin. Výrazne odlišný charakter, alpinotypný, spojený s ukončením sedimentácie a tvorbou tektonických jednotiek, majú mladšie fázy vrásnenia. Paleoalpínske jednotky po strednej kriede nezostali nedotknuté a zakonzervované do dnešných čias, ale boli ďalej modelované počas neoalpínskych pohybov.

Pohorie Žiar budované horninami kryštalinika predstavuje priečnu hrast' sz.-jv. smeru širokú 6 – 8 km, oddeľujúcu údolie Hornej Nitry od Turčianskej kotliny.

Hrast' nepravidelného trojuholníkovitého, resp. vejárovitého tvaru ohraničujú okrajové zlomy. K výzdvihu pohoria, resp. poklesu kotlín v jeho bezprostrednom okolí došlo vo vrchnom bádene až sarmate, pričom sa predpokladá, že viac-menej vertikálne pohyby (šikmé poklesy) po okrajových zlomoch pokračovali ešte aj počas atickej fázy vrásnenia, keď sa osamostatnila turčianska a hornonitrianska depresia a ďalšie výrazné vnútrohorské depresie. Kryštalinikum Žiaru zo z. a jz. strany, t. j. oproti terciérnej výplni Hornonitrianskej kotliny, ohraničuje tzv. pravnianska poklesová tektonická línia (Gašparik, 1974) smeru SZ – JV so sklonom 60 až 80° na JZ až Z. Hrast'ovo-prepadlinový vývoj stavby územia Nemčok a Lexa (1990) spájajú s extenzívnymi pohybmi zapríčinenými diapirickým výzdvihom v plášti, pri ktorom zohrali svoju úlohu aj transformné zlomy, vyvolané vývojom karpatského oblúka. Hrast' Žiaru rozdeľujú priečne zlomy jz.-sv. smeru na celý rad blokov. Tie sú pokračovaním tektonických línií zistených v Hornonitrianskej kotline a Turčianskej kotline a prejavujú sa hlavne morfológicky, prameňmi a podobne. Sú sklonené väčšinou na JV, niektoré na SZ. Po segmentovaní hrasti nastali nielen vertikálne pohyby, ale väčšinou aj horizontálne ľavostranné posuny. Jednotlivé bloky v závislosti od ich pozície (výstup alebo pokles) boli denudované na rôznu eróznú úroveň, a tak sa odlišujú svojím litologickým zložením. Najvyššie vystupujúca stredná časť pohoria bola denudovaná až na úroveň hlbších častí granitového masívu. Len v hlboko poklesnutom bloku v najjužnejšej časti pohoria sv. od Ráztočna sa zachovali horniny metamorfovaného plášťa, respektíve jeho hybridnej zóny obsahujúcej množstvo enkláv. V centrálnej a južnej časti masívu sa zistili aj zlomy s.-j. smeru. Najmladší je zlomový systém z.-v., prípadne zsz.-vjv. smeru, so sklonom 60 – 65° na juh. Výrazný zlomový systém posledného z uvedených smerov sa tiahne údolím Hája (Bieleho potoka), prechádzajúc hlavným hrebeňom v oblasti Chrenovských lazov a smeruje až do oblasti severne od Malej Čausy.

Hornonitrianska kotlina

Hornonitrianska kotlina bola počas svojho vývoja pod vplyvom regionálneho paleonapätia, ktoré kontrolovalo sedimentáciu prostredníctvom aktívnych zlomov.

Neoalpínsky vývoj reprezentujú horniny paleogénu, molasové sedimenty a neovulkanity.

Kotlina vznikla na začiatku stredného miocénu. Spodnomiocénne sedimenty (egenburg) výplne kotliny boli distribuované v štruktúrnom pláne v.-z. smeru, ktorý podmienil transgresiu mora z Viedenskej panvy cez Považie a Bánovskú kotlinu s prepojením na Hornonitriansku kotlinu a Turčiansku kotlinu. Vlastnú výplň kotliny chápeme ako jednu kryhu vyššieho rádu zo systému hrast'ovo-prepadlinovej stavby sklonenú na západ a rozčlenenú zlomami sv. aj sz. systému na čiastkové kryhy (obr. 3). Hrast'ovo-prepadlinovú stavbu danej oblasti Nemčok a Lexa (1990) spájajú s extenziou zapríčinenou diapirickým výzdvihom v plášti. Tieto výzdvihy zapríčinili otváranie panvy na listrických

zlomoch sv. systému. Jednotlivé kryhy sú rotované pozdĺž horizontálnej osi na západ, pričom výsledkom je asymetrická stavba kotliny. Dôsledkom tejto aktivity bola vulkanická činnosť, ktorú na študovanom území reprezentujú horniny komplexu andezitu s granátom. Tieto pyroklastiká predchádzali sedimentácii vlastného kamenského súvrstvia. Sedimentácia kamenského súvrstvia smerom do nadložia plynulo prechádza do produktívnych súvrství (handlovské súvrstvie) a tie do tzv. nadložných ílov (košské súvrstvie). Po uložení košského súvrstvia územie postihla tektonická činnosť. Výsledným efektom je vznik hrasti a prepادلín, ktorými je územie rozbité na systém rôzne širokých tektonických kryh na zlomoch sv.-jz. a sz.-jv. smeru a prítomné sú aj zlomy s.-j. a v.-z. smeru.

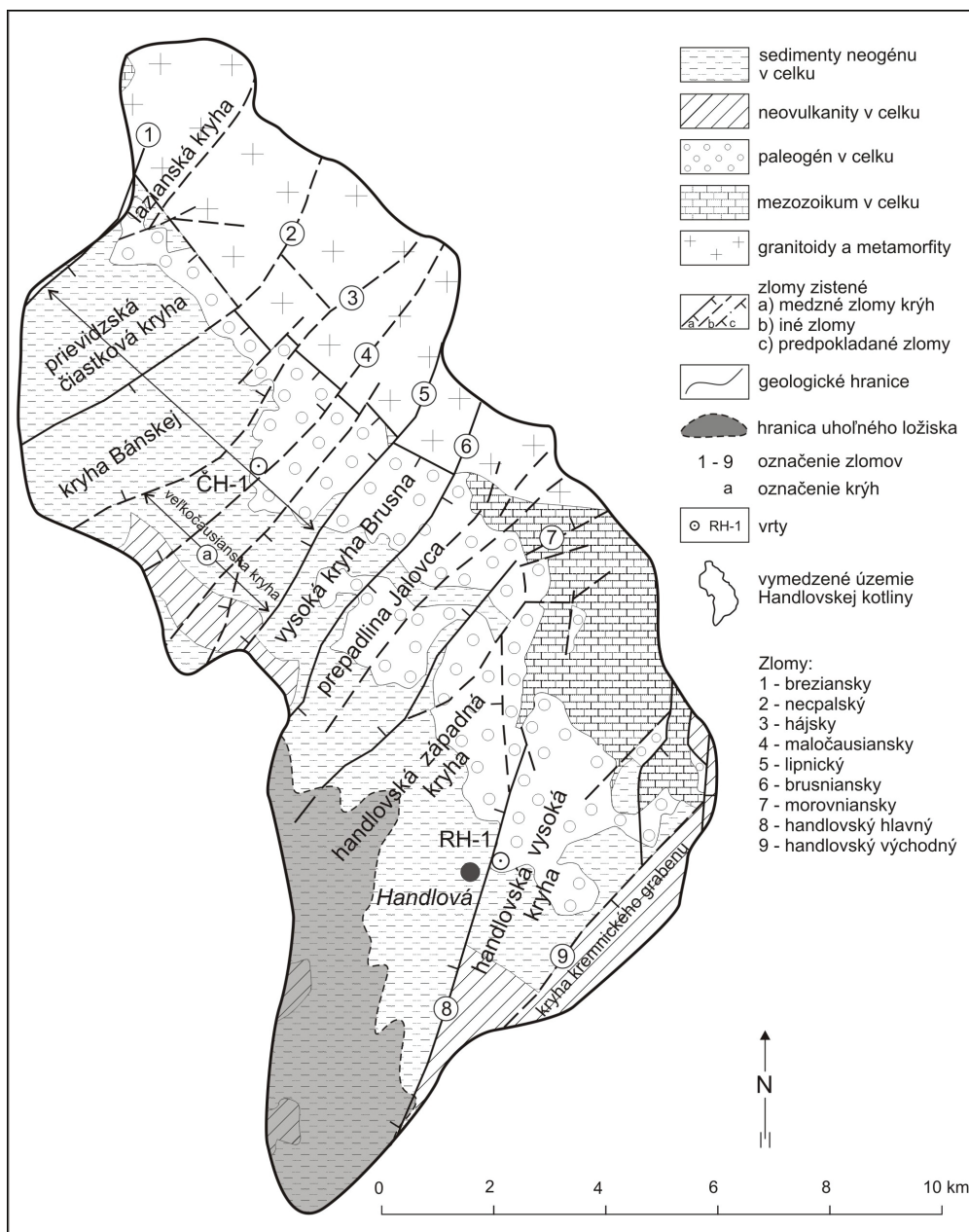
Hydrogeologické pomery

Zo študovaného územia je v súčasnosti v ŠGÚDŠ (geofond) evidovaných 18 hydrogeologických prieskumných vrtoch, z toho len na 9 vrtoch boli vykonané čerpacie skúšky. Pri hodnotení hydraulických parametrov boli využité výsledky z predchádzajúcich prác, ktoré zasahovali do tohto územia.

Kryštalinikum tatrika. – V silne zvetranej povrchovej zóne do hĺbky okolo 10 – 15 m sa kombinuje medzizrnová a puklinová priepustnosť. Kvartérne elúvium vo vrte RAO-4, ktorý bol situovaný na hrebeni (lokalita Štyri chotáre na hranici územia), dosahovalo hrúbku 4 m, zóna intenzívneho zvetrania granitov dosahovala do hĺbky 12 m (Kováčik et al., 2001). Do hĺbky zhruba 40 – 50 m je zóna zvýšeného rozpukania ako dôsledok odľahčenia a tektonického porušenia masívu, v ktorej sa uplatňuje puklinová priepustnosť. Hlbšie sa môžu hydrogeologicky prejavovať iba pukliny zlomových porúch s líniovou orientáciou a nemožno vylúčiť ani porušenie so subhorizontálnou orientáciou v dôsledku presunu blokov (Polák, 1997). Priepustnosť najmä v zóne intenzívneho zvetrávania znižujú produkty zvetrávania živcov, zvlášť v oblasti zachovaných starých erózných povrchov, resp. v oblastiach málo postihnutých mladšími eróznou-denudačnými procesmi. To spôsobuje lokálne zmeny v podmienkach infiltrácie a odtoku podzemnej vody.

Hodnoty merného odtoku kryštalinika Žiaru (a Malej Magury) poukazujú na nepriaznivé odtokové pomery kryštalinika v bezzážkových obdobiach (Bubeník et al., 1976). V povodiach budovaných prevažne granitoidnými horninami autori uvádzajú hodnotu merného odtoku 3,0 až 4,3 l . s⁻¹ . km⁻². Nízka hodnota, 1,3 l . s⁻¹ . km⁻² (povodie budované prevažne hrubozrnnými porfyrickými granitoidmi), sa zistila v kryštaliniku Žiaru v Rysnej doline. V povodiach budovaných kryštalickými bridlicami udávajú hodnoty 1,9 – 2,1 l . s⁻¹ . km⁻². Tieto hodnoty boli vypočítané z meraní prietoku v suchom období a blížia sa k hodnotám minimálneho merného odtoku, čo skresľuje obraz o odtokových pomeroch územia.

Franko et al. (1993) charakterizovali hydrogeologický celok granitov a granitoidov a ich elúvií na základe priemerných hodnôt merného odtoku podzemnej vody z povodia Chvojnického potoka – Malá Magura (mimo hodnotného územia, časť povodia tvoria horniny mezozoi-



Obr. 3. Štruktúrno-tektonická schéma regiónu Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina s vyznačením študovaného územia (Elečko, Šimon a Lexa, 1997, in Černák et al., 2012, upravené).

ka). Priemerná hodnota merného podzemného odtoku bola $4,94 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (údaje za obdobie 1978 – 1984, priemer z metód podľa Killeho, Fostera a Castanyho). Zvodnený kolektor granitoidov Žiaru na hydrogeologickej mape zaradili do intervalu $3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Na mape autori charakterizovali časť povodia Rysného potoka a lokalitu Štyri chotáre – Opálený vrch hodnotou $1,5 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (bez bližšieho vysvetlenia v texte). Na základe celkového hodnotenia metamorfítov, údajov merného podzemného odtoku regionálneho charakteru a analógie priradili Franko et al. (1993) ku komplexu metamorfítov priemernú hodnotu podzemného odtoku v intervale $1,5 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Priemerný merný podzemný odtok z granitoidov kryštalinika Žiaru je podľa Dovinu et al. (1985) v intervale $1 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (metóda Killeho).

Vandrová et al. (1999) priradili ku granitoidom $q = 3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Vyčlenenie však vychádzalo z me-

rania prietoku na tektonicky predisponovanej zóne na kontakte s karbonatickými horninami mezozoika.

Prietočnosť a priepustnosť granitoidov Žiaru je pomerne nízka a je zdokumentovaná výsledkami čerpacích a stúpacích skúšok vo vrte RAO-4 (Kováčik et al., 2001). Vrt RAO-4 je jediný hydrogeologický vrt, ktorého celý profil prechádzal hrubozrnnými porfyrickými granitmi až granodioritmi a realizovali sa v ňom hydrodynamické skúšky. Odhady hodnôt koeficientu prietočnosti zo stúpacích skúšok vo vrte RAO-4 ($1,18 \cdot 10^{-5} - 3,55 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) sú zatiaľ jediné presnejšie stanovené hodnoty koeficientov prietočnosti granitoidov v študovanom území. Kováčik et al. (2001) v správe ako optimálne hodnoty priemerného merného odtoku podzemnej vody uvádzajú interval $4,28$ až $5,95 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Černák et al. (2004) uvádzajú priemerné hodnoty merného odtoku podzemnej vody (jednorazové meranie prietoku na tokoch v kryštaliniku) $3,87 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ za august 2004 a $2,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ za september 2004.

Horniny mladšieho paleozoika a mezozoika. – Najvyššie hodnoty prietochnosti v skúmanom území majú gutensteinské vápence a ramsauské dolomity, ktoré sú hlavným a najvýznamnejším kolektorom podzemnej vody v oblasti. V nich sa akumuluje aj podzemná voda z iných typov hornín, ktoré sú týmito karbonátmi drénované. Vlastnosti vápencov a dolomitov boli overené aj hydrogeologickými vrtmi, meraním prietoku aj mapovaním.

Vápence (gutensteinské a podhradské, reiflinské a wettersteinské) vystupujú na povrch prevažne na malých plochách v. a sv. od Ráztočna a vyznačujú sa krasovo-puklinovou priepustnosťou založenou na silnom tektonickom porušení. Odkryvy v dolomitoch preukazujú ich silné tektonické porušenie, v dôsledku čoho sa v povrchových polohách rozpadávajú na drobné úlomky, piesok až prach. Do hĺbky 10 – 15 m sa uplatňuje v prevažnej miere medzizrnová priepustnosť, ktorá závisí od obsahu prachovitých častíc a od procesov vyplavovania a rozpúšťania. V hlbších úrovniach nadobúda prevahu puklinová priepustnosť s podielom medzizrnovej priepustnosti hlavne v tektonicky podvrvených zónach. Dolomity majú vysokú retenčnú kapacitu, ktorá je pre odtokový režim rozhodujúca. Podložné vápence drénujú plošne rozptýlenú vodu z dolomitov a sústreďujú ju do hlavných obehových ciest spolu s výstupmi na povrch. Kullman (1990 in Franko et al., 1993) stanovil merný odtok podzemnej vody z triasových vápencov a dolomitov tatrika (ráztočnianskej série) $11,77 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, z dolomitov a vápencov triasu fatrika (krížňanského príkrovu) $11,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a z dolomitov a vápencov triasu hronika (chočského príkrovu) $10,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Z menej priepustného mezozoika stanovil merný podzemný odtok analógiou na $5,0 - 6,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

V dolomitoch a vápencoch vo východnej časti skúmaného územia boli realizované tri hydrogeologické vrty. Na hrebeni pri ceste medzi Rematou a Skleným bol vyhlbený vrt KV-21, na ktorom bola vykonaná 23-dňová čerpacia skúška s vypočítaným koeficientom prietochnosti $2,48 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Auxt et al., 1997). Od hĺbky 4 do 299 m boli navŕtané vápence, potom 3 m vrstva pieskovcov a pod nimi až do konečnej hĺbky 360 m porušené dolomity. Hladina podzemnej vody bola narazená v hĺbke 149 m pod terénom.

Výstupy podzemnej vody v porovnaní s odtokovým potenciálom podzemnej vody vykazujú výrazný deficit hlavne v prípade karbonátov hronika (oblasť Remata – Ráztočno), čo potvrdilo aj podrobné mapovanie v rokoch 2002 – 2004 (Černák et al., 2004). Aj tento fakt svedčí o odtokovej otvorenosti štruktúry hronika s pravdepodobnou existenciou významných skrytých prestupov podzemnej vody do mladších súvrství. Na území karbonátov hronika vyviera prameň Bralský tunel (niekedy nazývaný aj tunel Remata), ktorý však má podľa chemického zloženia pôvod v neovulkanitoch (Franko et al., 1993).

Horniny vnútrokarpatského paleogénu. – Bazálne paleogénne dolomitické brekcie a zlepené borovského súvrstvia tvoria jeden celok spolu s podložnými dolomitmi chočského príkrovu. Franko et al. (1993) uvádzajú z oblasti severne od Bojníc pomerne dobré skrasovatenie a v západnej časti (údolie Handlovky) brekcie rozpadnuté

na dolomitovú múčku. Na povrch vystupuje v ostrovoch severne od Ráztočna a južne od Rematy. Pri približnom hydrologickom bilančnom hodnotení bol k tomuto súvrstviu prisúdený merný podzemný odtok $6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ [podľa analógie Franka et al. (1993) so susedným územím v oblasti Závadky]. Podľa priemernej hodnoty z 3 vrtov k nemu autori priradili hodnotu prietochnosti $T = 6,99 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V hodnotenom území z tohto súvrstvia vyvierajú 3 pramene s celkovou výdatnosťou $0,55 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. „Flyšoidný“ paleogén zastupujú tri súvrstvia – okrajové (terchovské), hutianske a zuberecké. Na povrch vystupuje v ostrovoch v severojužnom páse západne od Ráztočna a južne a západne od Rematy. Hydraulicke vlastnosti týchto súvrství boli overené hydrogeologickými vrtmi mimo hodnoteného územia. V pripovrchovej zóne (z 2 vrtov 5 odskúšaných úsekov) boli vypočítané hodnoty $Y = 3,78$ ($T = 9,85 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) a v hlbších úsekoch (z 5 vrtov 6 odskúšaných úsekov) hodnoty $Y = 3,04$ ($T = 1,6 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). V pripovrchovej zóne sú hodnoty T takmer o 1 rád vyššie ako v hlbkej zóne (Franko et al., 1993). Pieskovcové vrstvy bielopotockého typu sú prevažne slabo stmelené pieskovce, ktoré sú rozšírené po oboch stranách Handlovky medzi Brezanmi, Malou Čausou, Veľkou Čausou a Handlovou. Na povrch vystupuje v ostrovoch severne od Ráztočna a južne od Rematy. Vrstvové pramene vyvierajú na styku s podložným hutianskym a zubereckým súvrstviem. V potokoch medzi Malou Čausou a Jalovcom sa z plochy asi 10 km^2 zistil prírastok $20,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, teda prírastok predstavuje $2,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Sedimenty neogénnej výplne. – Čausianske súvrstvie ako celok predstavuje izolátor tvorený prachovcami (šlír), ílmi a ílovcami. Tieto sedimenty boli odskúšané na 3 vrtoch v 4 úsekoch pri prieskume nováckeho uhoľného ložiska (Franko et al., 1968; Franko, 1970). Ich index prietochnosti sa pohyboval v intervale od 1,49 do 2,04 ($T = 3,09 \cdot 10^{-8} - 6,36 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) (Franko et al., 1993). Handlovské súvrstvie môžeme charakterizovať ako tuftické pieskovce, prachovce a tufty s uhoľnými slojmi, ktoré tvoria produktívne vrstvy handlovsko-nováckej uhoľnej panvy. Kožské súvrstvie môžeme charakterizovať ako ílovcovo-tuftické súvrstvie. Hydrogeologicky ide o nepriepustné a prakticky nezvodnené súvrstvie. Franko et al. (1993) priradili k tomuto súvrstviu hodnotu $q < 1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Lehotské a lelovské súvrstvie tvoria štrky, piesky, íly a rozpadavé zlepenice. Predstavujú najvýznamnejší hydrogeologický celok terciéru, hlavne v podloží kvartérnych sedimentov rieky Nitra v oblasti pri Prievidzi. Franko et al. (1993) zhodnotili 48 vrtov v 3 oblastiach, z ktorých vypočítali priemerné hodnoty indexu prietochnosti a odvodili hodnoty koeficientu prietochnosti: z neogénu pod kvartérom v oblasti nad Prievidzou (10 vrtov) $Y = 5,56$, $T = 3,63 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, z neogénu pod kvartérom v Prievidzi (11 vrtov) $Y = 6,36$, $T = 2,29 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, z neogénu pod kvartérom v oblasti pod Prievidzou (24 vrtov) $Y = 5,36$, $T = 2,29 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Horniny neovulkanitov. – Neogénne vulkanické horniny vystupujú na okraji skúmaného územia po jeho východnej strane v oblasti Kremnických vrchov a po západnej strane v oblasti pohoria Vtáčnik. Z litologického hľadiska ich tvoria vulkanicko-sedimentárne horniny, efuzívne horniny (tvorené hlavne lávovými prúdmi andezitov, v pohorí

Vtáčnik bázickými vulkanitmi) a intruzívne horniny (tvorené dioritovým porfýrom). Epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty vtáčnickej a rematskej formácie tvoria oblasť Necpalskej hory v západnej časti skúmaného územia.

Hydrogeologický celok neogénnych vulkanitov Kremnických vrchov má puklinovú, puklinovo-medzizrnovú a medzizrnovú priepustnosť. Puklinová priepustnosť prevláda najmä v andezitoch, vulkanických brekciách, konglomerátoch, vulkanických pieskovochoch, tufitických siltovcoch a ílovcoch. Medzizrnová priepustnosť prevláda v tufoch, prípadne niektorých vulkanických brekciách. V tomto hydrogeologickom celku je výstup podzemnej vody vo forme prameňov prevažne rozptýlený – pomerne veľký počet málo výdatných prameňov (ak neberieme do úvahy vodu vystupujúcu z tektonickej línie narazenej „Bralským“ tunelom). Horninový komplex vtáčnickej a rematskej formácie sa vyznačuje dobrou až veľmi dobrou puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou. Vulkanické horniny v povodí Hraničného potoka sa odvodňujú nesústreďene vo veľkom počte malých prameňov vyvierajúcich hlavne v dolinách tokov, ktoré narezávajú najmä intruzívne vulkanické horniny.

V skúmanom území sa nerealizoval žiadny vrt, podľa ktorého by sa dala vyhodnotiť prietochnosť zvodneného kolektora. Podzemný odtok vo vybraných povodiach vulkanitov Vtáčnika vyčlenili Dovina et al. (1985) Fosterovou metódou. Z andezitov Vtáčnika stanovili rozpätie $7 - 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a z ostatných hornín $3 - 4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Franko et al. (1993) použili pri zostavení mapy hodnotu $3 - 6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Auxt et al. (1997) priradili k neovulkanitom Kremnických vrchov v oblasti južne od Skleného hodnotu koeficientu prietochnosti $T = 1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Kvartérne sedimenty. – *Deluviálne sedimenty* (pleistocén, pleistocén – holocén) tvoria v zosuvoch hlinito-kamenitý materiál s balvanmi a blokmi horninových komplexov a kamenité (blokové) zosuvy. Deluviálne hliny obyčajne pokrývajú na svahoch údolí izolátory. Hliny, ako aj sprašové hliny dosahujú $T < 1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Franko et al., 1993). *Proluviálne sedimenty* tvoria prevažne hliny a piesčité hliny s úlomkami hornín a zahlišenými štrkami v nivných náplavových kužeľoch (holocén) potokov vytekajúcich z okolitých pohorí. Sedimenty sú nad eróznymi bázami potokov, skrytý prírastok podzemnej vody je takmer nulový a nemajú významnú hydrogeologickú funkciu. Franko et al. (1993) k nim prisúdili $T < 1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. *Fluviálne sedimenty* tvoria piesčité až štrkovité hliny dolinných nív a nív horských potokov (holocén). V skúmanom území sú vyvinuté hlavne v alúviách tokov, napr. Handlovky a Hraničného potoka. V menšej hrúbke sú vyvinuté v údoliach horských tokov. Na hodnotenie tohto hydrogeologického celku v danom území sú k dispozícii 2 vrty. V alúviu Handlovky boli zostrojené vrty HGJ-1 v Jalovci a HGR-1 v Ráztočne. Z vrtu HGJ-1 bola vypočítaná prietochnosť $T = 1,99 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficient filtrácie $k = 3,316 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Francistyová, 1988a). Z vrtu HGR-1 bola vypočítaná prietochnosť $T = 4,12 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a koefi-

cient filtrácie $k = 7,49 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Francistyová, 1988b). Hodnota indexu prietochnosti Y vo vrte HGJ-1 predstavovala 5,15 a vo vrte HGR-1 5,45.

Banská, minerálna a termálna voda

Množstvo odvádzanej banskej vody z Bane Handlova postupne stúpalo z približne $50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ v roku 1960 až na $300 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ v roku 1980, potom nasledoval nepravidelný pokles. V roku 2008 dosahovala priemerná ročná čerpaná výdatnosť vody pri odvodňovaní bane $117 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Beck et al., 2009). Z tohto množstva 9 % tvorila voda čerpaná z podzemných a povrchových vrto. Výsledkom dlhodobého odvodňovania baní je zníženie hladiny podzemnej vody „nadložného zvodneného systému“, ktoré v j. a jz. častiach ložiska lokálne dosahuje až 148 – 200 m (Franko et al., 1993). Spôsobil aj zánik najvýdatnejších prameňov v oblasti Bielej skaly (medzi Bielou skalou a štátnou cestou medzi Novou Lehotou a Handlovou). Prameň Biela lúka-1 mal výdatnosť $51,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, prameň Biela lúka-2 $31,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a prameň Biela skala-8 $14,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Franko et al., 1993).

Podzemná voda plytkého obehu vyskytujúca sa v priestore ložiska dosahuje nízke hodnoty celkovej mineralizácie, zväčša nepresahujúce $200 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, a v zmysle klasifikácie Gazdu (1974) predstavuje základný výrazný až nevýrazný Ca–HCO₃ chemický typ. Podzemná voda hlbšieho obehu, drénovaná banskými dielami a zachytená vrtmi, má vyššiu teplotu a celkovú mineralizáciu.

Vypúšťanie banskej vody do povrchových tokov sa realizuje na dvoch miestach: „Pri pekární“ do toku Handlovka v množstve $38 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a vetracím priekopom Južná III do toku Hlboká v množstve $50,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (*Hydroekologický plán povodia rieky Nitra*, 2000).

Geotermálna voda v Handlovskej kotline sa viaže na mezozoické vápence fatrika a triasové karbonáty hronika v podloží terciérnych hornín. V Handlovej sa zistila banskou činnosťou vo východnej banskej šachte v hĺbke 470 m. Jeden prítok (reg. č. PR-12; Krahulec et al., 1978) zistený v r. 1942 mal výdatnosť $10,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplotu vody $32 \text{ }^\circ\text{C}$. V zmysle klasifikácie Gazdu (1974) ide o vodu Ca–Mg–SO₄–HCO₃ typu s mineralizáciou $2,15 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Druhý výver geotermálnej vody (reg. č. PR-11; Krahulec et al., 1978) sa zistil v r. 1945 a mal výdatnosť $2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Teplota a chemické zloženie vody, s výnimkou nižšej mineralizácie ($2,05 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), boli rovnaké ako v predchádzajúcom prípade. Ide zrejme o tú istú geotermálnu vodu, ktorú uvádzajú Fendek et al. (2004) na základe ústnej informácie Ferianca z r. 2001 (prítok geotermálnej vody s teplotou $32,5 \text{ }^\circ\text{C}$ pri výdatnosti $5,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, chemický typ vody Ca–Mg–SO₄ s mineralizáciou $2,01 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Geotermálna voda viazaná na preplavené, tektonicky silno porušené dolomity hronika (dolomitová múčka) sa zistila na báze paleogénu geotermálnym vrtom FGHn-1 v Handlovej hlbokým 470 m (Fendek et al., 2004). Vo vrte FGHn-1 bola overená výdatnosť $2,17 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vody s teplotou $19,4 \text{ }^\circ\text{C}$, ustálenou hladinou v hĺbke 110,15 m od odmerného bodu, s celkovou mineralizáciou $0,39 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, Na–Mg–HCO₃ typu.

METODIKA

Hydrogeologické mapovanie a meranie prietoku

V rámci hydrogeologického mapovania a rekognoskácie terénu v rokoch 2008 – 2012 bolo spracovaných 123,5 km² územia. Mapovacie práce s cieľom dokumentovať pramene podzemnej vody sa realizovali po dlhších bezzážkových obdobiach.

Podrobné mapovanie sa robilo na základných mapách v mierke 1 : 10 000. Počas mapovania boli zdokumentované vývery s výdatnosťou vyššou ako 0,05 l · s⁻¹. Dokumentácia prameňov pozostávala zo zaznačenia prameňa na mapu, určenia jeho nadmorskej výšky pomocou barometrického výškomeru (GPS, výškomer THOMMEN, resp. odčítanie vrstevníc na mape) a zapísania charakteristík výveru do dokumentačného denníka. V dokumentačnom denníku sa viedli záznamy o dokumentačnom čísle prameňa, dátume dokumentácie, type a tvare výveru prameňa, jeho mernej elektrickej vodivosti, teplote vody v prameni a vzduchu v okolí výveru (použité boli konduktometre WTW LF 340-A), výdatnosti (meranie prietoku, meranie do nádoby, resp. odborný odhad), nadmorskej výške, výskytu hornín (geologických pomeroch) v okolí výveru, geomorfológii v okolí výveru a využívaní a zachytení prameňa. Pramene mapované počas terénnych prác sa potom digitalizovali pre potreby ďalšieho analyzovania v programe MapInfo. V rámci našich prác sa realizovalo úsekové meranie prietoku na zistenie prírastkov, resp. úbytkov na povrchových tokoch (3. 5. 2008, 22. 10. 2008, 20. 8. 2009, 21. – 22. 10. 2011, 10. – 13. 7. 2012).

Režimové pozorovanie

Cieľom vykonaných režimových meraní bolo získanie údajov potrebných na bilanciu množstva podzemnej vody hodnoteného územia a charakteristiku jej režimu. Pozorovali sme prietok Čausianskeho potoka v profiloch MC-1 a MC-2 a úroveň hladiny podzemnej vody vo vrtoch FGHn-1 a RH-1 v Handlovej.

V súlade s projektom geologických prác sa uskutočnilo režimové pozorovanie povrchových tokov automatickou registračnou technikou na dvoch merných profiloch (tab. 6), doplnené meraním prietoku na stanovenie mernej kriv-

ky prietoku a spracovaním nameraných údajov. V zmysle projektu bola realizácia režimových pozorovaní plánovaná na obdobie hydrologického roku 2009 (11/2008 – 10/2009). Použité boli aj výsledky režimových pozorovaní na vodomerných staniach SM-1, SM-2 a SM-3 (Hraničný potok a jeho pravostranný prítok) (Vrana et al., 2011) (tab. 6).

Režimové meranie úrovne hladiny podzemnej vody vo vrte FGHn-1 lokalizovanom v mestskom kúpalisku v Handlovej prebiehalo od 2. 12. 2008 do 11. 10. 2012. V novom vrte RH-1 sa hladina podzemnej vody pozorovala od 20. 7. 2010 do 6. 12. 2011.

Režimové pozorovanie prameňov Volova riť, Ráztočno (vodárensky využívaný), Teplý (vodárensky využívaný) a vrt ČH-1 sa robilo počas jedného hydrologického roku 2009 (11/2008 – 10/2009). Meranie pozostávalo z týždenného merania (1x týždenne) výdatnosti prameňa, teploty vody a teploty vzduchu.

Vzorkovanie a laboratórne práce

V rámci riešenia geologickej úlohy bolo v rokoch 2008 až 2011 odobraných a analyzovaných 19 vzoriek podzemnej vody, 1 vzorka povrchovej vody a 4 vzorky banskej vody. Z archívnych zdrojov boli pri zostavovaní mapy využité analýzy podzemnej vody z *Geochemického atlasu SR, časť Podzemné vody* (Rapant et al., 1996), a zo záverečných správ *Neovulkanity Kremnických vrchov – severná časť, vyhľadávací HGP* (Auxt et al., 1997) a *Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000* (Kordík in Černák et al., 2004). Kompletný hydrogeochemický dokumentačný materiál predstavuje 135 chemických analýz vody zo 100 odberových miest.

Vzorky podzemnej vody sa odoberali za stabilných klimatických podmienok (zvyčajne v bezzážkovom období) a analyzovali štandardnými analytickými postupmi v laboratóriách INGEO, a. s., Žilina a v geoanalytických laboratóriách (GAL) ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi. Priamo v teréne sa vykonávali merania pH, teploty vody a vzduchu, mernej elektrolytickej vodivosti pri 25 °C, rozpustného O₂, kyselinovej neutralizačnej kapacity (KNK4, 5) a zásadovej neutralizačnej kapacity (ZNK8, 3). Vzorky vody boli po odbere chemicky stabilizované v zmysle požiadaviek príslušného laboratória.

Tab. 6. Lokalizácia a základná charakteristika merných profilov.

Číslo profilu	Tok	Lokalizácia	Charakter koryta
SM-1	Hraničný potok	Ráztočno – j. okraj obce, 10 m pod železničným priepustom	koryto neregulované, šírka 2 m, hĺbka 0,3 – 0,6 m, piesčito-kamenité dno, hlinito-kamenité brehy
SM-2	Hraničný potok	Remata – pri chate Štátnych lesov	koryto v eróznej ryhe hlbokaj 3 m má šírku 0,6 m a hĺbku 0,3 m
SM-3	pravostranný prítok Hraničného potoka	Remata – pri lyžiarskom vleku pod chatou Baník	koryto so šírkou 1 m, hlboké 0,2 – 0,3 m, v eróznej ryhe hlbokaj 1,2 m
MC-1	Čausiansky potok	Malá Čausa – 1,3 km nad obcou	koryto so šírkou 0,6 m, hlboké 0,5 m, na ľavej strane eróznej ryhy, kamenito-piesčité dno
MC-2	Čausiansky potok	Veľká Čausa – 15 m pod železničným priepustom	koryto regulované betónovými panelmi, šírka na dne 1,83 m, hĺbka 1,7 m

Izotopové zloženie kyslíka a vodíka vodnej molekuly a rozdelenie izotopov síry a kyslíka v sírane prítomnom vo vode sa meralo v laboratóriu izotopovej geológie ŠGÚDŠ v Bratislave. Izotopy $\delta^{2}\text{H}$ a $\delta^{18}\text{O}$ sa merali na prístroji DELTA V Advantage (Thermo Fischer) metódou ekvilibračie na periférii GasBench, časť vzoriek sa merala na zariadení LWIA (Los Gatos), ktoré pracuje na princípoch laserovej absorpčnej spektroskopie. Presnosť meraní je pri kyslíku lepšia ako 0,2 ‰, pri vodíku lepšia ako 2 ‰. Výsledky sa uvádzajú v obvyklej delta-notácii oproti medzinárodnému štandardu V-SMOW. Sulfát rozpustený vo vode sa za horúca zrážal zo vzorky vody okyslenej HCl chloridom bárnatým. Získaný barit sa pri stanovení $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ rozkladá vysokoteplotnou redukciou vo vákuu pomocou grafitu (Rafer, 1967). Na meranie $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ sa získava ZnS (Grinenko et al., 1969), ktorý sa oxiduje na SO_2 vo vákuu pri teplote 700 °C pomocou CuO (Robinson a Kusakabe, 1975; Sakai a Krouse, 1971). Izotopové zloženie kyslíka a síry sa meralo na hmotnostnom spektrometri Finnigan MAT 250, výsledky sa uvádzajú vo vzťahu k medzinárodným štandardom – kyslík oproti PDB (prerátaný na SMOW) a síra oproti CDT v štandardnej delta-notácii. Reprodukovateľnosť merania pri kyslíku je lepšia ako 0,1 ‰ a pri síre lepšia ako 1,0 ‰. Aktivita trícia bola stanovená v národnom referenčnom laboratóriu VÚVH Bratislava. Aktivitu ^{14}C stanovili a príslušné výpočty urobili Šivo et al. (in Černák et al., 2012) z Katedry jadrovej fyziky Fakulty matematiky, fyziky a informatiky Univerzity Komenského (FMFI UK) v Bratislave.

V rámci kooperácie sa vykonali geofyzikálne a technické (vrtné) práce, karotážne merania a hydrodynamické skúšky.

Geofyzikálne práce realizovala firma G-trend, s. r. o., v januári až marci 2008 v oblasti mesta Handlová. Gravimetrické profily 1 a 2 boli navrhnuté a zmerané podľa predbežnej špecifikácie v projekte. Gravimetrické profily 3, 4 a 5 boli následne navrhnuté a zmerané podľa priebežných výsledkov VES a gravimetrických profilov 1 a 2. Základný krok pozdĺž gravimetrických profilov 1 – 4 bol 50 m, v prípade profilu 5 to bolo 75 m. Bolo zmeraných 304 nových gravimetrických bodov oproti 300 projektovaným bodom. Geoelektrické terénne práce (VES) sa vykonali na 28 stanovištiach. Generálne smery ich rozťahnutia elektród boli sever – juh, čo boli smery približne rovnobežné s očakávaným priebehom štruktúr. Základný krok merania (vzdialenosť medzi individuálnymi sondami) bol 500 m. Profilové gravimetrické merania boli spracované štandardnými postupmi do formy kriviek úplných Bouguerových anomálií. Následne sa riešila formálna obrátená gravimetrická úloha so zameraním na priebeh reliéfu predterciérneho podložja s využitím apriórnych geologických informácií a vhodných geofyzikálnych prác.

V rámci vrtných prác boli vyhlbené dva hydrogeologické vrty, a to ČH-1 v Malej Čause a RH-1 v Handlovej. Vrtne práce realizovala spoločnosť Uranpres, spol. s r. o.

Vrtne práce – realizácia vrtu ČH-1

Vrtne práce sa začali realizovať 28. 8. 2008 technológiou vrtania na jadro v celej hĺbke. Riadiaca kolóna s prie-

merom 360 mm bola situovaná do hĺbky 6,5 m, zapažená pažnicami s \varnothing 355 mm a pozapažnicový priestor bol následne zacementovaný (ústie vrtu zabetónované). Hladina podzemnej vody bola zastihnutá v hĺbke 1,5 m. Potom sa pokračovalo vo vrtaní s priemerom 310 mm do hĺbky 20,70 m. Po karotážnom meraní sa vrt zapažil pažnicami s \varnothing 245 mm do hĺbky 20,70 m. Následne sa pokračovalo vo vrtaní s priemerom 220 mm do hĺbky 151,50 m. Vrtne práce sa skončili 24. 9. 2008. Po karotážnom meraní bol vrt zapažený pažnicami s \varnothing 177,8 mm (7") od 13,66 m do 151,50 m s perforovanými úsekmi v celkovej dĺžke 50 m. Po prečistení vrtu sa vykonala 28-dňová čerpacia skúška (1. – 28. 10. 2008) a 15-dňová stúpacia (prelívová) skúška (28. 10. 2008 – 12. 11. 2008). Z vrtných jadier sa odobrali vzorky na geologické a stratigrafické vyhodnotenie. Na začiatku a na konci čerpacej skúšky sa odobrali vzorky vody na stanovenie chemického zloženia. Po skončení prelívovej skúšky sa urobilo kontrolné karotážne meranie. Na ústie vrtu bolo namontované štandardné zhlavie hydrogeologických vrtov. Na záver sa pracovisko zlikvidovalo a urobili sa terénne úpravy.

Pri výpočte hydraulických parametrov – koeficientu prietochnosti T ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) a koeficientu filtrácie k ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) – testovaného zvodnenca sme vzhľadom na nekonštantnú výdatnosť pri dlhodobej stupňovitej čerpacej skúške vychádzali len z výsledkov stúpajúcej skúšky. Stúpajúce skúšky boli vyhodnotené pomocou Jacobovej priamkovej aproximácie (in Mucha, 1987; Jetel, 1982). Na výpočet koeficientu prietochnosti T bol použitý vzťah

$$T = 0,183 \cdot \frac{Q}{i}, \quad i = \frac{\Delta s}{\Delta \log t},$$

kde s je zníženie, resp. stúpanie hladiny od začiatku stúpajúcej skúšky.

Koeficient filtrácie k ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) sme vypočítali zo vzťahu

$$k = \frac{T}{b} \quad (\text{m} \cdot \text{s}^{-1}),$$

kde b je hrúbka produkčného úseku (m).

Vrtne práce – realizácia vrtu RH-1

V rámci budovania základov bola osadená a zabetónovaná úvodná pažnica s \varnothing 520 mm v dĺžke 5 m. Vrtne práce sa začali 23. 7. 2008. Realizovali sa valivým dlátom s \varnothing 311,1 mm (12 $\frac{1}{4}$ ") s následným pribratím valivým dlátom s \varnothing 444,5 mm (17 $\frac{1}{2}$ ") do hĺbky 130 m. Počas vrtania do hĺbky 130 m sa nezistili prejavy výskytu plynu (metán). V hĺbke 119,0 – 124,5 m bolo odobrané prvé jadro (sivé ily, prachovce, pieskovce). Po zapažení pažnic s \varnothing 340 mm (13 $\frac{3}{8}$ ") sa vykonala ich pozapažnicová cementácia. Na druhý deň po cementácii nastal z medzikružia pažnic s \varnothing 520 a 340 mm (13 $\frac{3}{8}$ ") výron metánu (12. 8. 2008). Následne sa merala koncentrácia metánu. Dňa 12. 8. 2008 bola nameraná maximálna koncentrácia metánu, 6 %. Koncentrácia metánu nameraná v dňoch 13. 8. až 2. 9. 2008 sa pohybovala v rozmedzí 1,5 – 10,0 %, s postupným poklesom koncentrácie ku koncu meraného časového úseku.

Následne bolo medzikružie pažníc s \varnothing 520 a 340 mm ($13^{3/8}$) uzatvorené zavarenou prírubou s manometrom, vypúšťacím ventilom a odvádzacím potrubím. Po znížení koncentrácie metánu pod hranicu výbušnosti bol po úpravách ústia vrtu a vrtnej plošiny namontovaný preventer na pažnice s \varnothing 340 mm ($13^{3/8}$) s ovládacou jednotkou, plnými čelúšťami a čelúšťami na vrtné tyče s \varnothing 5". Okrem toho bolo namontované zariadenie na kontinuálne meranie metánu a sírovodíka s digitálnou signalizáciou výšky koncentrácie plynov a výstražným svetelným a zvukovým zariadením. Meranie koncentrácie metánu v čase 4. – 24. 9. 2008 vykazovalo hodnoty 0,8 – 5,0 %. Po vykonaní uvedených opatrení a prevrtaní cementovej päty pažnicovej kolóny s \varnothing 340 mm ($13^{3/8}$) sa pokračovalo vo vrtaní valivým dlátom s \varnothing 311,1 mm ($12^{1/4}$) od hĺbky 130 m. Tieto vrtné práce pokračovali až do hĺbky 567,8 m. Druhé jadro (karbonátové pieskovce, zlepenec) bolo odobrané v hĺbke 370,0 – 375,0 m. Tretie jadro (malužinské súvrstvie – arkózy, zlepenec) bolo odobrané v hĺbke 567,8 – 574,3 m. Vrtanie s uvedeným priemerom bolo dokončené v hĺbke 575,2 m. Vrt bol zabudovaný pažnicami s \varnothing 245 mm ($9^{5/8}$) od ústia vrtu do hĺbky 574,76 m so zapažnicovou cementáciou. Po cementácii z priestoru medzikružia pažnicovej kolóny s \varnothing 340 mm ($13^{3/8}$) a pažnicovej kolóny s \varnothing 245 mm ($9^{5/8}$) nastal únik plynu (metán), ktorý bol po utesnení medzikružia gumovou manžetou a zavarenou prírubou odvedený odvádzacím potrubím mimo pracoviska. Počas vrtania do hĺbky 575,2 m sa nezistili žiadne úniky plynu. Počas vrtania v malužinskom súvrství došlo k havárii (zachytenie náradia vo vrte). V ďalšom hĺbení vrtu sa pokračovalo vrtným dlátom s \varnothing 216 mm ($8^{1/2}$). Litológické zloženie hornín sa pri vrtaní (podľa vrtnej drvinvy) zmenilo v hĺbke 1 020 m. Pod horninami malužinského súvrstvia nastúpili mezozoické karbonáty. Dňa 1. 12. 2009 počas vrtania valivým dlátom s \varnothing 216 mm ($8^{1/2}$) v hĺbke 1 064,4 m nastala úplná strata výplachu. Kontinuálnu cirkuláciu výplachu sa nepodarilo obnoviť ani do konečnej hĺbky vrtu 1 201,3 m. Ďalšie vrtanie bolo veľmi komplikované a prerušované prestojmi kvôli potrebe výroby výplachu pri jeho strate počas vrtania. Dňa 29. 12. 2009 v priebehu vrtania valivým dlátom s \varnothing 216 mm ($8^{1/2}$) v hĺbke 1 179 m sa náradie zachytilo v dôsledku nestability stien vrtu, čomu predchádzala ďalšia úplná strata výplachu. Po vyťahnutí náradia bol vrt zapažený pažnicami s \varnothing 178 mm (7).

Po vykonaní karotáže vrtu do hĺbky 1 179 m 30. 12. 2009 boli na základe jej výsledkov vybrané hĺbkové úseky vrtu na zachytenie geotermálnej vody a vrt bol hneď zapažený pažnicami s \varnothing 178 mm (7) v hĺbkovom intervale 540,4 – 1 179,0 m.

V ďalšom hĺbení vrtu sa pokračovalo od 4. 1. 2010 vrtným dlátom s \varnothing 140 mm ($5^{1/2}$), a to od hĺbky 1 179 m do hĺbky 1 195 m. Vrtanie bolo prerušované prestojmi kvôli výrobe výplachu pri trvajúcej strate výplachu. Vrtné jadro (jurské vápence) bolo odobrané v hĺbkovom intervale 1 195,0 – 1 201,3 m. Tým sa po dosiahnutí projektovanej hĺbky vrtu vrtné práce 10. 1. 2010 ukončili.

V nezapaženom hĺbkovom úseku vrtu 1 179,0 až 1 201,3 m sa 10. 1. 2010 urobilo karotážne meranie a na

základe jeho výsledkov boli vybrané ďalšie hĺbkové úseky vrtu na zachytenie geotermálnej vody. Tento úsek bol zapažený pažnicovou kolónou s \varnothing 114 mm ($4\ 1/2$) v hĺbkovom intervale 1 172,5 – 1 201,3 m.

Po zabudovaní vrtu sa 14. 1. 2010 pristúpilo k jeho oživovaniu. Uskutočnila sa výmena výplachu za čistú vodu, potom sa vrt premýval čistou vodou (najmä úseky s vrátanou perforáciou). Po vyčistení a premytí vrtu sa začala čerpať voda z vrtu pomocou hlbinného ponorného čerpadla, ktorým sa v priebehu troch dní čerpalo množstvo $4,16\ \text{l} \cdot \text{s}^{-1}$, teplota vody vystúpila na $31\ ^\circ\text{C}$. Hladina vody počas čerpania bola v hĺbke 43,89 m pod terénom. Tým bol vrt pripravený na kyselinovanie, ktoré sa uskutočnilo 28. 1. 2010. Po kyselinovaní bol vrt premytý čistou vodou a opätovne sa uskutočnilo čerpanie vody z vrtu pomocou hlbinného ponorného čerpadla počas jedného dňa. V dňoch 2. – 21. 2. 2010 prebiehala demontáž súpravy a príslušenstva a preprava súpravy a príslušenstva z lokality vrtu v Handlovej do Spišskej Novej Vsi.

Ďalšie práce boli zamerané na prípravu a vykonanie hydrodynamických skúšok (HDS) na vrte, ktoré vykonala spoločnosť VIKUV. Keďže z vrtu nebol voľný preliv vody a hladina vody bola vo vrte v hĺbke okolo 48 m pod terénom, bolo potrebné HDS realizovať pomocou hlbinného ponorného čerpadla. HDS sa realizovali v dňoch 22. 2. 2010 – 9. 4. 2010.

HDS sa začali stupňovitou čerpacou skúškou (3 stupne, každý v trvaní zhruba 1 deň – výdatnosť $Q_1 = 3,0\ \text{l} \cdot \text{s}^{-1}$, $Q_2 = 6,9\ \text{l} \cdot \text{s}^{-1}$, $Q_3 = 11,0\ \text{l} \cdot \text{s}^{-1}$), ktorá spojitou prešla do čerpacej skúšky s konštantnou výdatnosťou $Q = 151\ \text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Hneď po nej nasledovala stúpacia skúška v trvaní 15 dní. Počas čerpacej skúšky boli odobrané 3 vzorky vody na fyzikálno-chemický rozbor vody a 1 vzorka na izotopovú analýzu. Rovnica výdatnosti bola vytvorená podľa údajov získaných z dvoch ustálených hodnôt (11 a $15\ \text{l} \cdot \text{s}^{-1}$) na základe povrchových depresii ($Q = 14,945 \cdot 103 \cdot \Delta p \cdot 0,997$) a na základe depresie v hĺbke 850 m ($Q = 13,472 \cdot 103 \cdot \Delta p \cdot 0,817$, kde Q je ustálená výdatnosť [$\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$] a $\Delta p = \text{pst} - \text{pt}$ je rozdiel medzi statickým a prevádzkovým tlakom [MPa]).

Po vykonaní HDS bolo na ústie vrtu namontované jednoduché zhlavie vrtu a okolie vrtu bolo uvedené do pôvodného stavu. Na vrt bol osadený uzamykateľný prístrešok a ohradený na zamedzenie prístupu nepovolaným osobám.

V ďalšom období sa prišlo k jednoročnému režimovému pozorovaniu hladiny vody vo vrte RH-1 aj vo vrte FGHn-1 Handlová (kontinuálne meranie), na ktorom sa začalo pozorovanie hladiny už pred realizáciou HDS na vrte RH-1. Keďže hladina vody vo vrtoch je pod úrovňou terénu (na vrtoch nie je voľný preliv), v rámci režimového pozorovania sa merala len hladina vody vo vrtoch. V oboch vrtoch boli nainštalované meracie stanice, vo vrte FGHn-1 prebiehalo meranie v období od 2. 12. 2008 do 11. 10. 2012, vo vrte RH-1 od 20. 7. 2010 do 6. 12. 2011.

Metodika výpočtu množstva podzemnej vody

Výpočet množstva podzemnej vody sa člení na výpočet množstva prírodných zdrojov podzemnej vody a výpočet využiteľného množstva podzemnej vody. Výpočet využiteľného množstva vody z vrtu RH-1 a vrtu ČH-1 vychá-

dzalo z vyhodnotenia hydrodynamických skúšok na týchto vrtoch. Hodnotenie sa robilo podľa prílohy č. 3 k vyhláške MŽP SR č. 51/2008 Z. z. *Postup a spôsob výpočtu množstiev podzemnej vody*.

Pri výpočte **prírodných zdrojov podzemnej vody** v skúmanej oblasti boli využité výsledky pozorovaní prietoku povrchových tokov na 2 objektoch SHMÚ s dlhšími radmi pozorovaní, na 5 objektoch účelovej siete pozorovaní – prietoky pozorované v období hydrologických rokov 2009 – 2010 (11/2008 až 10/2010; 2 objekty), resp. hydrologického roku 2009 (11/2008 až 10/2009; 3 objekty). Celková plocha hodnotenej oblasti bola 123,5 km², pričom 100,4 km² z tejto plochy patrilo do dlhodobu odtokovo pozorovaného územia (objekt 6 560 Handlovka-Prievidza s pozorovaniami od roku 1968 do r. 2011). Sumárna plocha tohto dlhodobu sledovaného povodia bola 132,15 km² (údaj SHMÚ). V hornej časti hodnoteného územia sa na tom istom toku Handlovky nachádzal objekt 6 550 (Handlovka-Handlová), kde pozorovania prebiehajú nepretržite od r. 1930. Plocha tohto povodia bola podľa SHMÚ 38,77 km², pričom do hodnoteného územia spadalo z plochy tohto povodia 32,13 km² (83 %).

Výber výslednej reprezentatívnej separačnej metódy stanovenia odtoku podzemnej vody O_{pod} závisel od charakteristickej morfológie hydrogramov. Paralelne boli pri prvotnom hodnotení aplikované Fosterova metóda (modifikovaná Gedeonom, 1999), Castanyho metóda, Killeho metóda (podľa Fendekovej a Fendeka, 1999) a vyššie číslo 300-dňového, 330-dňového a 355-dňového prietoku (Q_{300} , Q_{330} a Q_{355}). Boli využité výsledky sledovaní prietoku z 2 vodomerných staníc SHMÚ a 5 vodomerných staníc ŠGÚDŠ. Na stanovenie prírodných zdrojov podzemnej vody z pozorovaných povodií (SHMÚ i ŠGÚDŠ) bola napokon využitá separácia odtoku podzemnej vody Killeho metódou (Fendeková a Fendek, 1999). Na základe zistenia, že z oblasti budovanej triasovými karbonátmi hronika medzi Skleným a Ráztočnom (v minulosti označovanej ako tzv. sklenianske mezozoikum) podľa bilančného hodnotenia skryto odteká podzemná voda mimo hodnoteného územia v množstve 52,84 l · s⁻¹ (Vrana et al., 2011), bolo toto množstvo pripočítané k prírodným zdrojom v oblasti.

Metodika stanovenia **využiteľného množstva podzemnej vody** sa opiera o výsledky archivovaných hydrogeologických vrtných prác, výsledky dlhodobých pozorovaní výdatnosti prameňov základnej siete SHMÚ alebo v rámci účelovej siete ŠGÚDŠ, ako aj vyhodnotenie záznamov o odoberanom množstve podzemnej vody jednotlivými organizáciami (vodárenské spoločnosti, Hydrofond SHMÚ). Pri kategórii C v zmysle v súčasnosti platnej vyhlášky č. 51/2008 Z. z. bola zohľadnená výdatnosť pozorovaných prameňov s 82 % zabezpečenosťou v priebehu roka [300-dňová výdatnosť podľa dlhodobých pozorovaní SHMÚ alebo pozorovaní vyhľadávacieho prieskumu v období od 1. 11. 2008 do 30. 10. 2009 vykonávaných pozorovateľmi na niektorých využívaných zdrojoch v intervale 1 x týždenne, odporučená výdatnosť na trvalý odber z hydrogeologických vrtoch z predchádzajúcich prieskumov (s vyhovujúcou kvalitou podzemnej vody), výdatnosť hydrogeologických vrtoch vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu a evidované využívané množstvo vodných

zdrojov v evidencii vodárenských spoločností, resp. Hydrofondu SHMÚ]. V prípade, ak autor prieskumu neodporučil množstvo vody na trvalý odber z hydrogeologických vrtoch, vychádzali sme z hodnôt Q_6 (sensu Jetel in Kullman et al., 2002) alebo maximálneho odoberaného množstva pri zachovaní podmienky zníženia hladiny na menej ako 5/6 vodného stĺpca v hydrogeologickom vrte (uprednostnila sa menšia hodnota). V danej oblasti sa nenachádzali lokality, na ktorých už Komisia na hodnotenie množstiev podzemných vôd (v minulosti Komisia na výpočet zdrojov a zásob podzemných vôd – KKZZ) výmermi stanovila využiteľné množstvo a kde by bolo možné brať do úvahy množstvo uvedené v týchto výmeroch.

VÝSLEDKY

Geofyzikálne práce

V rámci geofyzikálnych prác sa realizovali gravimetrické a geoelektrické merania, a to v oblasti predpokladanej lokalizácie vrtu RH-1 v oblasti mesta Handlová (Mikuška et al., 2010, in Černák et al., 2012).

Prvotná interpretácia nameraných údajov v roku 2008 so zapracovaním výstupov z dostupných starších geofyzikálnych prác umožnila spresniť lokalizáciu plánovaného hydrogeologického vrtu RH-1.

Po vyhlbení vrtu sa interpretácia hĺbky predterciérneho podložia v mieste vrtu (480 m s možnosťou istého zníženia tejto hĺbky v dôsledku miestneho vyznievania lokálnej elevácie podložia z východu) ukázala ako korektná. Podložie bolo v skutočnosti navrhované v hĺbke 460 m.

Bezprostredne pod terciérom boli zastihnuté kremité pieskovce a arkózy malužinského súvrstvia chošského príkrovu, zatiaľ čo geofyzikálne práce tam na základe pomerne zreteľného odporového kontrastu medzi interpretovaným terciérom a jeho podložíom predpokladali skôr jeho karbonatický vývoj (dolomit).

Známy geologický profil vrtu RH-1 v roku 2010 umožnil reinterpretovať namerané geofyzikálne údaje a podčiarknuť možný geologický význam tektonickej línie smeru SZ – JV detegovanej v roku 2008, ktorá sa na území mesta križuje s handlovským zlomom, resp. zlomovým pásmom. Línia smeru SZ – JV predstavuje v skúmanom území kľúčový prvok zostavenej štruktúrno-tektonickej schémy v rámci geofyzikálnej interpretácie (obr. 4). Zrejme oddeľuje dva rôzne vývoje terciéru (bez neogénu na SV od línie a s neogénom na JZ od línie). Na Z od handlovského zlomového pásma spomínaná línia pravdepodobne oddeľuje od seba aj dva druhy predterciérneho podložia (s interpretovanými karbonátmi na SV od línie a s odlišným typom podložia na JZ od línie).

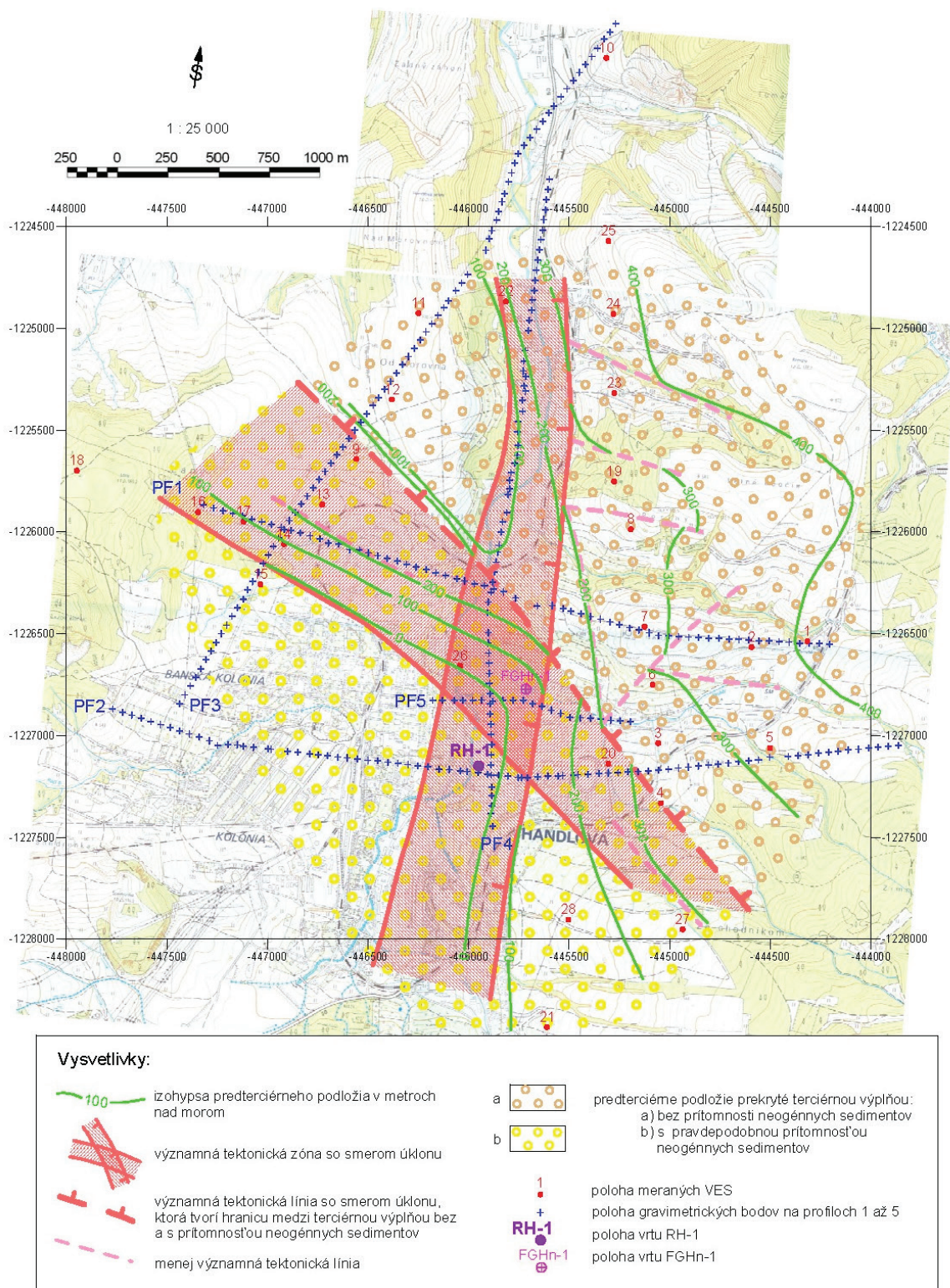
Štruktúrno-tektonická schéma predpokladá výskyt (aj) neogénnych sedimentov pod kvartérom v okolí miesta hĺbenia vrtu RH-1. V geologickom profile vrtu však prevládajú terciérne horniny boli interpretované len ako paleogén. Tento nesúlad je možné vysvetliť zložitou stavbou v rámci handlovského zlomového pásma, resp. v oblasti jeho križenia s líniou smeru SZ – JV vyčlenenou geofyzikálnymi prácami.

Vykonané geofyzikálne merania, a to predovšetkým po zapracovaní geologických informácií z vrtu RH-1 do ich interpretácie v roku 2010, poskytli nový pohľad na geologickú stavbu Handlovskej kotliny v okolí mesta Handlová, ako aj v rámci mesta a umožnili do značnej miery spresniť doterajšie geologické znalosti o tomto území.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Nové geologické výsledky priniesli najmä dva realizované hydrogeologické vrtý:

- vrt RH-1 v Handlovej, dosiahnutá hĺbka 1 201,3 m,
- vrt ČH-1 v Malej Čause, dosiahnutá hĺbka 151,5 m.



Obr. 4. Štruktúrno-tektonická mapa predterciérneho podložia na základe interpretácie geofyzikálnych prác (reinterpretácia z r. 2010) (Mikuška et al., 2010, in Černák et al., 2012).

Geologická charakteristika vrtu RH-1

Vrt RH-1 (Handlová) zastihol v intervale 0,0 – 4,1 m kvartérne sedimenty, v intervale 4,1 – 460,0 m paleogénno-?neogénne sedimenty. **Paleogénno-?neogénne sedimenty podtatranskej skupiny – hutianske súvrstvie** (interval 122,7 – 180,0 m – pieskovce bielopotockého typu, chrenovecké vrstvy) – boli na základe litologického zloženia a mikrofauny foraminifer začlenené do **kišcelu až egeru. Borovské súvrstvie** (interval 371,0 – 460,0 m) na základe foraminifer (Zlinská in Černák et al., 2012) zaraďujeme do **vrchného eocénu** – priabónu. Biostratigrafická hranica medzi borovským a hutianskym súvrstviem na základe foraminifer vzhľadom na hustotu odberu vzoriek je medzi hĺbkou 295,0 – 330,0 m.

Sukcesia hornín prevrtaná v hĺbkovom intervale **970,0 – 1 201,3 m** bola študovaná z makroskopického (litologického) a na základe výbrusového materiálu aj z mikroskopického (mikrofaciálne a mikrobiostatigrafické vyhodnotenie) hľadiska (Boorová in Černák et al., 2012). Okrem hĺbkového intervalu 1 195,0 – 1 201,3 m, z ktorého bolo vyťahnuté vrtné jadro, bol vrt vyhodnotený prostredníctvom vrtnej drviny, z ktorej boli vyhotovené zalievané výbrusy (spravidla náhodný násyp).

Vyhodnotenie vrtu RH-1 smerom z nadložia do podložia:

Hronikum**Vrchný karbón – perm**

Ide o komplex hornín **malužinského súvrstvia** prevrtaného v hĺbke 460,0 – 1 020,0 m a **nižnobocianskeho súvrstvia** zisteného v hĺbkovom intervale 1 020,0 – 1 040,0 m.

Vrchný trias

Z **mojtínskeho vápenca** – vyššej litostratigrafickej jednotky **norovického súvrstvia** – najpravdepodobnejšie pochádzajú sedimenty z hĺbky 1 040,0 – 1 070,0 m.

Fatrikum**Jura – spodná krieda**

Mraznické súvrstvie zastúpené sivými a hnedastými ílovitými, miestami škvritými vápencami s častými povlakmi Fe minerálov, s polohami slieňovcov a slienitých bridlíc bolo navrtané v hĺbke 1 070,0 – 1 085,0 m.

Osnické súvrstvie (kalpionelové vápence, biancone, maiolica) tvorené sivými a svetlosivými vápencami s polohami slienitých bridlíc sa zistilo v hĺbkovom intervale 1 085,0 – 1 090,0 m.

Jaseninské súvrstvie (sakokómovo-apychové vápence) reprezentujú sivé, zelenkaste, červené až fialové, slabo ílovité, často silno zbridličnatené vápence s polohami slabo slienitých bridlíc a hľuznatých vápencov. Bolo zastihnuté v hĺbkovom intervale 1 090,0 – 1 097,5 m.

Vo vrte RH-1 (Handlová) boli do **ždiarskeho súvrstvia** (rádiolarity a rádioláriové vápence) začlenené horniny nachádzajúce sa v hĺbke 1 097,5 m – 1 105,0 m.

Krinoidové vápence sa nachádzajú v hĺbkovom intervale 1 105,0 – 1 170,0 m.

Ku „**kremitému fleckenmerglu**“ boli podmienenčne zaradené tmavosivé kremité škvrité vápence, ktoré vystupu-

jú v nadloží ?allgäuského súvrstvia. Boli prevrtané v hĺbke 1 170,0 – 1 178,5 m. Spolu s týmto typom sedimentov sa vo vrtnej drvine vyskytovali aj úlomky krinoidového vápenca.

Vo vrtnej drvine z hĺbkového intervalu 1 178,5 až 1 183,5 m sa zistili sivé škvrité ílovité vápence a slienité bridlice, ktoré najpravdepodobnejšie patria k **?allgäuskému súvrstviu („fleckenmergel“)**.

Z hĺbky 1 195,0 – 1 201,3 m bolo vyťahnuté vrtné jadro, ktoré pozostávalo z ružových a svetlobordových, smerom do podložia výraznejšie bordových krinoidových vápencov. Tento typ sedimentov sa vyskytoval aj vo vrtnej drvine z nadložia vrtného jadra, počínajúc hĺbkou 1 183,5 m. Stratigrafickú pozíciu krinoidových vápencov nie je možné doložiť mikroskopickým štúdiom, pretože neobsahujú indexové fosílie. Polák považuje tieto sedimenty za **hierlatzké vápence krížňanskeho príkrovu (fatrikum)**. Na základe superpozície a analógie boli zaradené do **stredného liasu**.

K spresneniu litologickej náplne a rozšírenia jednotlivých litostratigrafických jednotiek paleogénu podtatranskej skupiny prispelo nové geologické mapovanie paleogénnych sedimentov v Handlovej kotline v rámci regiónu Žiar.

V rámci novších výskumov (Zlinská, 2013; Zlinská a Gross, 2013) oligomiocénnych sedimentov Handlovej kotliny boli zrevidované litostratigrafické jednotky paleogénu. Podľa Grossovej interpretácie vrtu RH-1 (in Zlinská a Gross, 2013) náleží celý úsek vrtu až do hĺbky 310,0 m k hutiansko-zubereckému, resp. hutianskemu (310,0 – 371,0 m) a v nadloží zubereckému (4,1 – 310,0 m) súvrstviu. V hĺbke 371,0 – 470,0 m je borovské súvrstvie.

Geologický profil vrtu RH-1 (Handlová)

0,0 – 4,1 m	kvartér – navážka, sivá hlinito-ílovito-kamenitá sutina, hlinitý štrk;
4,1 – 122,7 m	egenburg – siltový íl, sivý piesčitý íl, sivé jemnozrné pieskovce;
122,7 – 371,0 m	paleogén – sivé pieskovce a ílovce, v hĺbke 275,0 – 280,0 m zlepenec;
371,0 – 460,0 m	paleogén – karbonátové pieskovce a drobnozrné zlepenec;
460,0 – 1 020,0 m	perm – spodný trias (hronikum) – malužinské súvrstvie: červené bridlice, kremité pieskovce a zlepenec, arkózy;
1 020,0 – 1 040,0 m	karbón (hronikum) – nižnobocianske súvrstvie: bridlice, pieskovce;
1 040,0 – 1 070,0 m	vrchný trias (hronikum) – mojtínsky vápenec (norovické súvrstvie): vápence, dolomity, bridlice;
1 070,0 – 1 201,3 m	jura – spodná krieda (fatrikum) – mraznické súvrstvie, osnické súvrstvie, jaseninské súvrstvie, ždiarske súvrstvie, krinoidové vápence, „kremité fleckenmergel“, ?allgäuské súvrstvie („fleckenmergel“), hierlatzké vápence: vápence, bridlice, ílovce.

Geologická charakteristika vrtu ČH-1

Vrt ČH-1 (Malá Čausa) zastihol v intervale 0,0 – 7,3 m kvartérne sedimenty a v intervale 7,3 – 151,5 m paleogénno-neogénne sedimenty. Paleogénno-neogénne sedimenty podtatranskej skupiny – chrenovecké vrstvy (v intervale 13,8 – 26,0 m – flyš s lavicami pieskocov) a vrstvy bielopotockého typu (interval 7,3 – 80,0 m) boli na základe litologickej náplne a mikrofauuny foraminifer začlenené do egeru. Zuberecké súvrstvie (flyš s hrubými lavicami pieskocov chrenoveckého typu v intervale 80,0 – 126,0 m) bolo na základe spoločenstiev foraminifer zaradené do kíšcelu až spodnej časti egeru a hutianske súvrstvie (interval 126,0 – 151,5 m) na základe litologickej náplne a foraminifer do kíšcelu. Biostratigrafická hranica medzi zubereckým súvrstvom a chrenoveckými vrstvami je predpokladaná, pretože zistené spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu a veľkých a malých foraminifer nedovoľujú bližšie zaradenie do jednotlivých biozón (in Černák et al., 2012).

V zmysle revízie litostratigrafických jednotiek oligomiocénu Handlovskej kotliny by Gross (in Zlinská a Gross, 2013) interpretoval úsek 7 – 26 m vo vrtu ČH-1 ako čausianske súvrstvie, 26 – 67 m ako chrenovecké vrstvy a 67 – 151 m ako hutianske a zuberecké súvrstvie.

HYDROGEOLOGICKÉ PRÁCE

Hydrogeologický vrt RH-1

Geotermálna voda sa viaže na mezozoické dolomity a vápence (kolektory geotermálnej vody) a zároveň aj spodnotriasové sadrovce verfenu, čo indikuje vysoká koncentrácia síranov vo vode. Prítoky geotermálnej vody vo vrtu boli zachytené na základe výsledkov karotážneho merania predovšetkým v mezozoických dolomitoch a vápencoch pomocou pažníc s vrátanou perforáciou zhruba (15 %) v intervale 862,0 – 1 201,3 m.

Počas hydrodynamických skúšok (koniec februára – začiatok apríla 2010) sa zisťovali hydraulické parametre, výdatnosť vrtu, statická a dynamická hladina vody vo vrtu, teplota vody, chemické zloženie vody a i. Ustálená hladina vody vo vrtu pred čerpacou skúškou bola 47,94 m

(od ústia vrtu). Výdatnosť vrtu (ponorným čerpadlom) dosiahla $15,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri hladine vody vo vrtu počas čerpacej skúšky 47,20 m (od ústia vrtu). Teplota vody na povrchu bola $37,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Ustálená hladina vody vo vrtu po stúpajúcej skúške bola 45,40 m (od ústia vrtu). Vypočítaný bol koeficient absolútnej prietochnosti $T_p = 1,423 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$, koeficient priepustnosti $k_p = 3,557 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, koeficient filtrácie $k_f = 5,047 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficient prietochnosti $T = 2,018 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

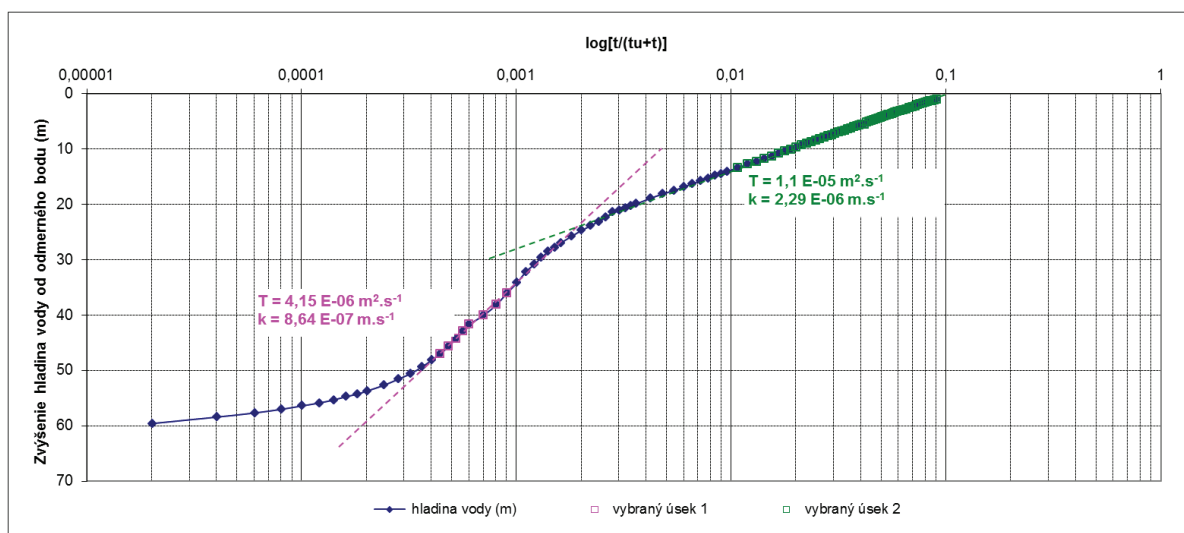
Na základe chemického zloženia, respektíve obsahu hlavných iónov je geotermálna voda z vrtu RH-1 v zmysle klasifikácie Gazdu (1974) Ca–HCO₃–SO₄ chemického typu s celkovou mineralizáciou 1 066 až 1 073 mg · l⁻¹. Z genetického hľadiska ide o karbonátogénno-sulfátogénny genetický typ vody. Z plynov voda obsahuje CO₂, H₂S a CH₄. Voda nevytvára inkrustáciu.

Využitelné množstvo geotermálnej vody je $15,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Jeho určenie vychádzalo z vyhodnotenia a interpretácie hydrodynamických skúšok na vrtu RH-1 v Handlovej (čerpacia skúška s trvaním 22,7 dní mala charakter poloprevádzkovej čerpacej skúšky) a typu hydrogeotermálnej štruktúry (polootvorená), v ktorej sa tvorí obnoviteľné množstvo geotermálnej vody a tým aj geotermálnej energie.

Geotermálna voda z vrtu RH-1 sa nachádza v polootvorenej hydrogeotermálnej štruktúre, t. j. v štruktúre, ktorá má infiltračnú a tranzitno-akumulačnú oblasť a nemá výverovú oblasť. V infiltračnej oblasti štruktúry sa termálna minerálna voda dopĺňa zo zrážok, čo znamená, že sa tu tvorí obnoviteľné množstvo vody a tým aj geotermálnej energie. V súlade s jej režimom je možný kontinuálny odber na jej využívanie.

Hydrogeologický vrt ČH-1

Po vyhlbení a zabudovaní vrtu ČH-1 (Malá Čausa) sa realizovali hydrodynamické skúšky. Na interpretáciu T a k zo stúpajúcej skúšky bol zvolený stredný priamkový úsek (obr. 5). Vypočítaná hodnota $T = 4,15 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $k = 8,64 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ reprezentuje prostredie v širšom okolí vrtu.



Obr. 5. Priebeh zvýšenia hladiny vo vrtu ČH-1 Malá Čausa počas stúpajúcej skúšky nasledujúcej po stupňovitej čerpacej skúške.

Hodnoty namerané na konci stúpajúcej skúšky, zobrazené v semilogaritmickom mriežkovom zobrazení, majú viditeľne menej strmý priebeh. Domnievame, že je to spôsobené výraznou zmenou priepustnosti prostredia vo vzdialenej zóne, resp. ide o okrajovú podmienku blížiacu sa $q = \text{konšt.}$ Hodnoty hydraulických vlastností zvodneného prostredia na okraji depresného kužľa dosahujú hodnotu $T = 1,1^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $k = 2,29 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Ako však uvádza Jetel (1982), dôvodov na takúto deformáciu stúpajúcej skúšky môže byť viac, okrem iných napr. napätá zvodňa s priepustnou bočnou hranicou alebo napätá zvodňa v kolektore s rozdielnou efektívnou zásobnosťou.

Priebeh čiary stúpajúcej skúšky poukazuje na zložitosť a nerovnorodosť hydrogeologického prostredia. Je to pravdepodobne spôsobené zmenami vo faciálnom vývoji a tektonickom porušení pieskovcových vrstiev bielopotočného typu a zubereckého súvrstvia. Hodnota mernej výdatnosti q pri jednotlivých stupňoch zníženia sa pohybuje od $0,013 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ do $0,038 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Pri bodovom zobrazení vrtu ČH-1 na účelovej hydrogeologickej mape sme použili hodnotu z prvého stupňa zníženia ($Q = 0,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a $s = 4,74 \text{ m}$) $q = 0,038 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

Na základe chemického zloženia, respektíve obsahu hlavných iónov je podzemná voda z vrtu ČH-1 v zmysle klasifikácie Gazdu (1974) Na–Ca–HCO₃ chemického typu s hodnotami celkovej mineralizácie 640 – 790 mg · l⁻¹, teplotou 10 – 12,2 °C a pH 7,61 – 7,8. Z genetického hľadiska ide o podzemnú vodu s hydrosilikátogénnou mineralizáciou s účasťou ionovýmienných procesov na tvorbe jej chemického zloženia.

Hydrogeologické mapovanie

Hydrogeologické mapovanie a rekognoskácia územia ukázali, že územie sa odvodňuje množstvom prameňov hlavne s nízkou výdatnosťou ($x \cdot 0,01 - x \cdot 1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), v pohoriach Žiar, Vtáčnik a Kremnické vrchy s vyššou výdatnosťou (približne do $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a tokmi, ktoré sú dotované v rozhodujúcej miere topením snehu a dažďovou vodou. Po odtečení tejto vody majú toky relatívne nízke prietokové množstvo a niektoré aj sezónne vysychajú. Výsledky hydrogeologického mapovania, ako aj ďalších hydrogeologických prác (excerpcia, vyhodnotenie, vyčlenenie merného podzemného odtoku a pod.) sú uvedené v záverečnej správe Černáka et al. (2012).

Režimové pozorovanie prameňov

Jednoročné režimové pozorovanie robili pozorovatelia na troch prameňoch:

- Ráztočno – vodárensky zachytený prameň nad obcou Ráztočno,
- Teplý – vodárensky zachytený prameň na lokalite Uhlisko-Stredná dolina,
- Volova rit' – prameň nad horárňou pri asfaltovej lesnej ceste na konci Rematy.

Meranie prebiehalo v období 6. 11. 2008 – 25. 11. 2009 a pozostávalo z týždenného merania výdatnosti prameňa, teploty vody a teploty vzduchu. Podzemná voda z týchto prameňov má obeh v rôznych horninových celkoch. Aj keď sú pramene Ráztočno a Teplý zachytené a vodárne ich

pozorujú na svoje účely, ide o údaje z odberov podzemnej vody do vodárenskej siete, bez záznamu teploty vody a vzduchu. Prameň Ráztočno má prepád, pričom časť vody odteká mimo sústavy, prípadne prameň je pri zakalenej vode odstavený zo sústavy. V rámci pozorovania bolo toto množstvo podzemnej vody zaznamenané. Výsledky pozorovania sú zhrnuté v tab. 7.

Režimové meranie na povrchových tokoch

Meraním boli získané podrobné záznamy časového priebehu vodných stavov a teploty vody na stabilných merných profiloch v hodnotenom období od 1. 11. 2008 do 31. 10. 2009 a v staniách MC-1 a MC-2 navyše aj časť hydrologického roku 2010. Opakovanými meraniami prietoku počas hodnoteného obdobia na týchto profiloch boli získané údaje o prietoku tokov v príslušnom čase. Na základe zistenej závislosti prietoku od vodných stavov boli odvodené hodnoty prietoku za celé hodnotené obdobie. Priemerné mesačné hodnoty prietoku a teploty vody sú uvedené v tab. 8 a 9.

Režimové merania vo vrtoch

Režimové meranie úrovne hladiny podzemnej vody vo vrte FGHn-1 lokalizovanom v mestskom kúpalisku v Handlovej prebiehalo od 2. 12. 2008 do 11. 10. 2012. V novom vrte RH-1 sa hladina podzemnej vody pozorovala od 20. 7. 2010 do 6. 12. 2011.

V pozorovanom období od decembra 2008 do septembra 2012 kolísala úroveň hladiny podzemnej vody vo vrte FGHn-1 v intervale 51,75 – 49,04 m pod odmerným bodom (p. o. b.) (hrana pažnice vrtu 0,5 m pod dnom bazéna). Po pomerne stabilnom období kolísania hladiny okolo úrovne približne 51,5 m pod odmerným bodom (p. o. b.) v roku 2009 nastal vzostup hladiny o 2,5 m (až takmer k úrovni 49 m p. o. b.) s kulmináciou v januári 2011 a následný postupný pokles trvajúci do konca sledovaného obdobia. V uvedených tabuľkových prehľadoch sú okrem nameraných údajov uvedené aj údaje s korigovaným vplyvom prieniku povrchovej vody do vrtu. Teplota vody vo vrte bola stabilná, 10,9 °C. Zdokumentované výkyvy teploty súviseli so spomínanými prienkami povrchovej vody do vrtu.

Úroveň hladiny vo vrte RH-1 v pozorovanom období mala vzostupný trend a od júla 2010 stúpila z úrovne okolo 44,8 m p. o. b. na úroveň okolo 44,3 m p. o. b. v decembri 2011. Teplota vody vo vrte v tomto období pritom klesla z 12,8 na 11,7 °C.

Jednoročné režimové pozorovanie sa realizovalo na vrte ČH-1 v Malej Čause po skončení čerpajúcej skúšky. Meranie prebiehalo v období 27. 11. 2008 – 25. 11. 2009, meral sa preliv na vrte, teplota vody a teplota vzduchu. Priemerná

Tab. 7. Režimové meranie výdatnosti a teploty vody prameňov (l · s⁻¹).

	Q _{min}	Q _{max}	Q _{priem}	T _{min}	T _{max}	T _{priem}
Ráztočno	6,06	27,14	14,41	7,50	9,30	8,45
Teplý	6,30	9,00	7,29	11,50	14,60	13,31
Volova rit'	0,95	2,10	1,15	5,80	8,00	6,95

Tab. 8. Priemerný mesačný prietok ($l \cdot s^{-1}$) na sledovaných profiloch.

	SM-1 HL2009	SM-2 HL2009	SM-3 HL2009	MC-1 HL2009	MC-2 HL2009	MC-1 HL2010	MC-2 HL2010
November	161,8	13,9	56,6	27,7	22,2	47,6	27,3
December	190,4	17,1	56,7	52,2	32,0	135,0	41,6
Január	191,2	8,1	52,7	37,1	31,7	206,4	41,8
Február	115,0	9,8	51,0	38,4	35,4	136,7	48,5
Marec	291,9	49,5	62,0	261,8	88,4	204,1	100,3
Apríl	141,3	20,1	52,3	191,5	101,8	194,6	102,5
Máj	68,6	12,1	49,1	31,4	31,2	304,0	202,3
Jún	74,9	9,9	45,6	43,0	24,0	308,9	202,0
Júl	122,3	16,2	43,4	36,0	20,6		
August	68,3	11,3	42,6	24,9	15,3		
September	90,0	9,3	40,0	14,4	14,0		
Október	99,2	7,5	39,8	69,2	24,1		
Hydrologický rok	134,9	15,5	48,6	69,2	36,7		

Tab. 9. Priemerná mesačná teplota vody ($^{\circ}C$) na sledovaných profiloch.

	SM-1 HL2009	SM-2 HL2009	SM-3 HL2009	MC-1 HL2009	MC-2 HL2009	MC-1 HL2010	MC-2 HL2010
November	7,2	5,9	8,9	6,6	6,6	6,7	7,4
December	4,7	3,3	8,8	3,6	3,6	2,6	4,1
Január	2,0	1,0	6,9	0,2	0,2	0,7	1,4
Február	3,2	1,5	7,4	1,2	1,2	0,9	1,2
Marec	4,4	2,9	7,3	3,3	3,3	3,4	2,7
Apríl	8,9	7,9	9,8	9,8	9,8	7,8	6,5
Máj	11,0	10,0	11,2	12,4	12,4	11,1	9,4
Jún	11,9	11,3	11,8	13,9	13,9	13,6	11,8
Júl	14,1	13,7	12,7	16,9	16,9		
August	14,6	13,9	13,0	17,0	17,0		
September	12,7	11,8	12,6	14,1	14,1		
Október	9,2	7,4	11,1	9,2	9,2		
Hydrologický rok 2009	8,7	7,6	10,3	9,1	9,1		

hodnota prelivu bola $0,1 l \cdot s^{-1}$ (v intervale 0,09 – 0,2). Priemerná hodnota teploty vody bola $9,51^{\circ}C$ (v intervale 8,8 – 10,0).

Obeh a režim podzemnej vody

Podľa geologickej stavby, ktorá determinuje charakter hydrogeologických pomerov, môžeme v území vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov s odlišnými hydraulickými vlastnosťami horninového prostredia, režimom a chemickým zložením podzemnej vody:

- hydrogeologický celok kryštalinika Žiaru s puklinovou priepustnosťou,
- hydrogeologický celok mladšieho paleozoika a mezozoika s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou,
- hydrogeologický celok vnútrokarpatského paleogénu s puklinovou priepustnosťou,

- hydrogeologický celok neogénnej výplne Handlovskej kotliny s puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou,
- hydrogeologický celok neovulkanitov s puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou,
- hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov s medzizrnovou priepustnosťou.

Obeh a režim podzemnej vody v horninovom celku kryštalinika

Hydrogeologický celok kryštalinika môžeme zaradiť k hydrogeologickej štruktúrnej jednotke hydrogeologického masívu s obehom podzemnej vody sústredeným prevažne do pripovrchovej zóny a do puklinových zón. Spôsob obehu podzemnej vody v hydrogeologickom masíve je v základných črtách daný vzájomným vzťahom zvodnených kvartérnych uloženín (alúvií, elúvií a deluviálnych

svahových sutín) a podložných hornín skalného podkladu. Kým kvartérnym sedimentom všeobecne pripisujeme rádo vo vyššiu prietočnosť a medzizrnový typ priepustnosti, horniny paleozoika sú oveľa menej priepustné, s puklinovým typom priepustnosti.

Faktory, ktoré majú vplyv na retenčnú schopnosť a režim podzemnej vody v horninovom prostredí kryštalinika, sú zrážky, výpar, litologické zloženie hornín a pokryvné útvary. Zóna odľahčenia a zvetrávania vo svahoch reprezentuje zónu zvýšenej priepustnosti a retencie s anizotropným charakterom priepustnosti. Výtok podzemnej vody z tejto zóny sa hydraulicky správa ako výtok zo zvodnenca s nakloneným podloží, približne rovnobežným s povrchom terénu, a podzemná voda dotuje priamo sedimenty výplne Hornonitrianskej kotliny, resp. odvodňovanie prebieha v úrovni miestnej eróznej základne. Hydraulický spád hladiny podzemnej vody je približne konštantný, čo sa prejavuje aj konštantným minimálnym odtokom vody z povodia v obdobiach, keď prípadné retenčné zásoby pokryvných útvarov sa už vyčerpali.

Horninové prostredie paleozoických hornín má málo priaznivé podmienky na akumuláciu a sústredený odtok podzemnej vody. Výdatnosť väčšiny prameňov je minimálna, pričom pramene s relatívne vyššou výdatnosťou vystupujú vo vrcholových častiach pohoria. V období sucha je hojné sťahovanie výverov do nižších častí svahu a obeh podzemnej vody sa uskutočňuje hlavne v sutinovom pokryve. Počas dlhotrvajúceho sucha môže povrchový výver celkom zmiznúť a podzemná voda sutinového pokryvu odteká skrytým prestupom do povrchového toku. Vo vrcholových, respektíve v tektonicky porušených častiach priemerná výdatnosť ojedinele dosahuje väčšie hodnoty. V polohách s menšou nadmorskou výškou je výdatnosť prameňov menšia. Podľa Bubeníka et al. (1976) územie budované kryštalinikom vzhľadom na svoju rozlohu a schopnosť zadržiavať zrážkovú vodu vo zvetraninovom plášti po určitú časť roka má v skúmanej oblasti veľký význam ako infiltračné územie vody prestupujúcej do kotliny.

Pre kryštalinikum je typické množstvo málo výdatných prameňov a plytká cirkulácia podzemnej vody v pripovrchovej zóne horninového masívu, prípadne hlbšia cirkulácia podzemnej vody v okolí tektonických línií.

Na celej ploche kryštalinika (63,7 km²) Černák et al. (2004) zdokumentovali 691 prameňov so sumárnou výdatnosťou 82,5 l · s⁻¹ (priemer 0,12 l · s⁻¹ z jedného prameňa). Výdatnosť prameňov kolíše od 0,007 do 1,2 l · s⁻¹ (pri hrebeni v lokalite Štyri chotáre). Pri podrobnom mapovaní v granitoidoch pohoria Žiar bolo zaznamenaných okolo 420 ďalších výverov bez dokumentačného čísla s výdatnosťou do 0,02 l · s⁻¹. Z toho vyplýva, že hydrogeologický masív paleozoických hornín sa odvodňuje početnými prameňmi (na 1 km² pripadá 11 prameňov) s nízkou výdatnosťou, respektíve sa odvodňuje v úrovni miestnej eróznej bázy do povrchových tokov. Masív sa odvodňuje prevažne rozptýlene v plošných výveroch s priemerom od 1 do 10 až 15 m² alebo v malých bodových prameňoch s nestálou výdatnosťou. Plošný tvar výveru bol zdokumentovaný v zhruba 40 % prameňov kryštalinika. Podľa charakteristiky prameňov je obeh plytký. Aj keď vyššia výdatnosť bola

zaznamenaná v zónach porušenia, výstup podzemnej vody je pomerne rozptýlený v celom masíve.

Obeh a režim podzemnej vody vo vymedzených hydrogeologických celkoch mezozoika

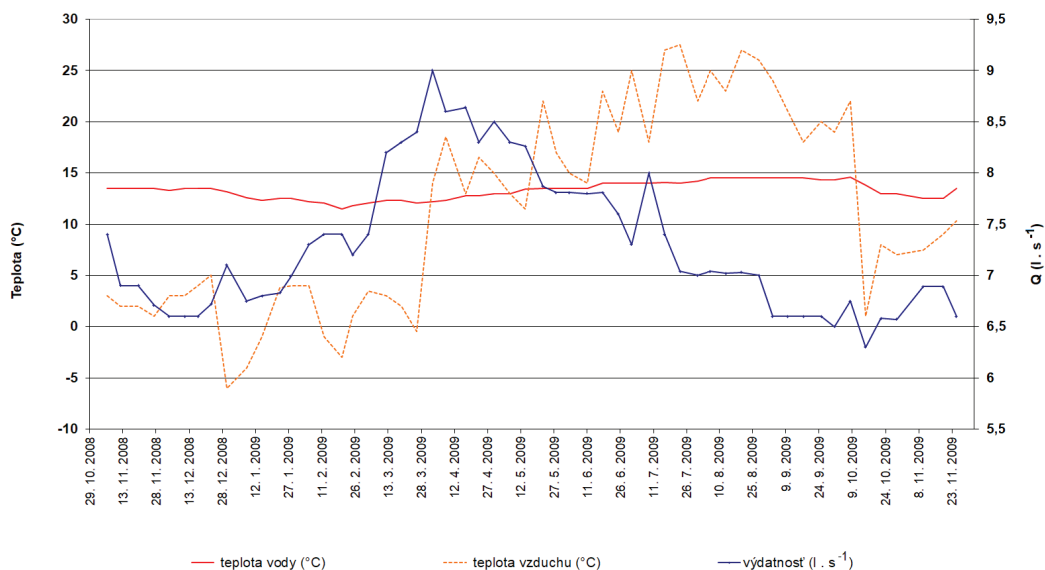
Tektonická jednotka tatrika (ráztočnianska sukcesia) a fatrika

Tieto tektonické jednotky vystupujú v úzkom páse v južnej časti kryštalinika pohoria Žiar. Charakteristickým znakom ráztočnianskej sukcesie je silná tektonická redukcia niektorých členov (karpatský keuper, jura, neokóm). Stredotriasové karbonáty tatrika ráztočnianskej sukcesie a fatrika sú od seba oddelené úzkym pruhom jurských krinoidových a hľuznatých vápencov, prípadne ílovcami, pieskovecami a zlepcami. Zložitá tektonická situácia ovplyvňuje obeh podzemnej vody v týchto tektonických jednotkách, kde bol mapovaním overený jeden významnejší výver podzemnej vody. Výstup podzemnej vody sa viaže na stredotriasové karbonáty fatrika a vyviera na tektonickej línií v lokalite Stredná dolina nad obcou Jalovec (bariérový prameň Teplý, niekedy nazývaný prameň Tepličky, prameň Jalovec, prameň Uhlisko) s priemernou výdatnosťou $Q = 7,29 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Prameň využíva SVPS, a. s., Prievidza a v rámci tejto úlohy bol monitorovaný v období 6. až 25. 11. 2008 (obr. 6). Maximálna výdatnosť bola $9,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, minimálna $6,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Prameň sa nachádza v nadmorskej výške 500 m a má pomerne stálu teplotu s priemerom 13,3 °C. Priemerná teplota vody je vyššia ako priemerná teplota vzduchu v danej lokalite (11,4 °C), čo naznačuje hlbší obeh podzemnej vody vyvierajúcej v prameni. Okrem vody, ktorá je vodárensky zachytená v prameni a odvedená mimo územia výveru, vyvierajú v okolí aj menšie pramene. Úsekovým meraním prietoku (obr. 7) boli overené v oblasti prameňa aj skryté prírastky do toku v sumárnej hodnote $5,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z karbonatických komplexov fatrika takto v prameni vyviera a do toku skryto prestupuje sumárne $17,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (jednorazové meranie 11. 7. 2012, zarátaná je výdatnosť prameňa Teplý, ktorý je odoberaný do vodárenskej sústavy, prameňov vyvierajúcich v okolí a skrytých prírastkov do toku). Infiltračná oblasť leží pravdepodobne aj v priľahlom kryštaliniku. Potoky Strednej doliny a ich ľavostranné prítoky, ktoré tečú z kryštalinika, po vstupe do karbonatických hornín strácajú výdatnosť, menšie potoky zanikajú. Smerom ďalej na sever vystupujú len malé ostrovčeky karbonátov, ktoré sú prekryté mladšími sedimentmi paleogénu a ponárajú sa pod ne a obeh a režim podzemnej vody je s nimi úzko spojený.

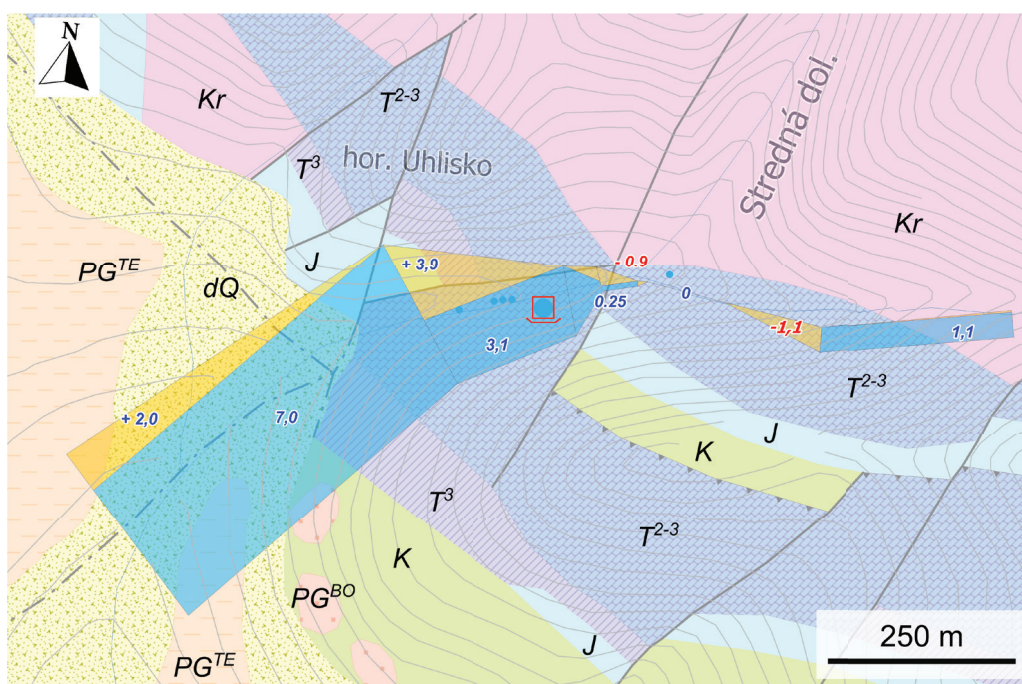
Tektonická jednotka hronika

Na južnej strane pohoria Žiar v oblasti Ráztočno – Remata – Sklené tektonickú jednotku hronika tvorí ráztočnianska sukcesia (sklenianske mezozoikum).

Doliny v dolomitoch tejto časti sú suché a zriedkavé toky vstupujúce do tohto celku infiltrujú v krátkom úseku po vstupe do tohto horninového celku. Paleogénne ílovité sedimenty tvoria bariéru podzemnej vode cirkulujúcej v tomto celku a podmieňujú jej výstup vo forme prameňov



Obr. 6. Režimové meranie výdatnosti a teploty vody na prameni Teplý.



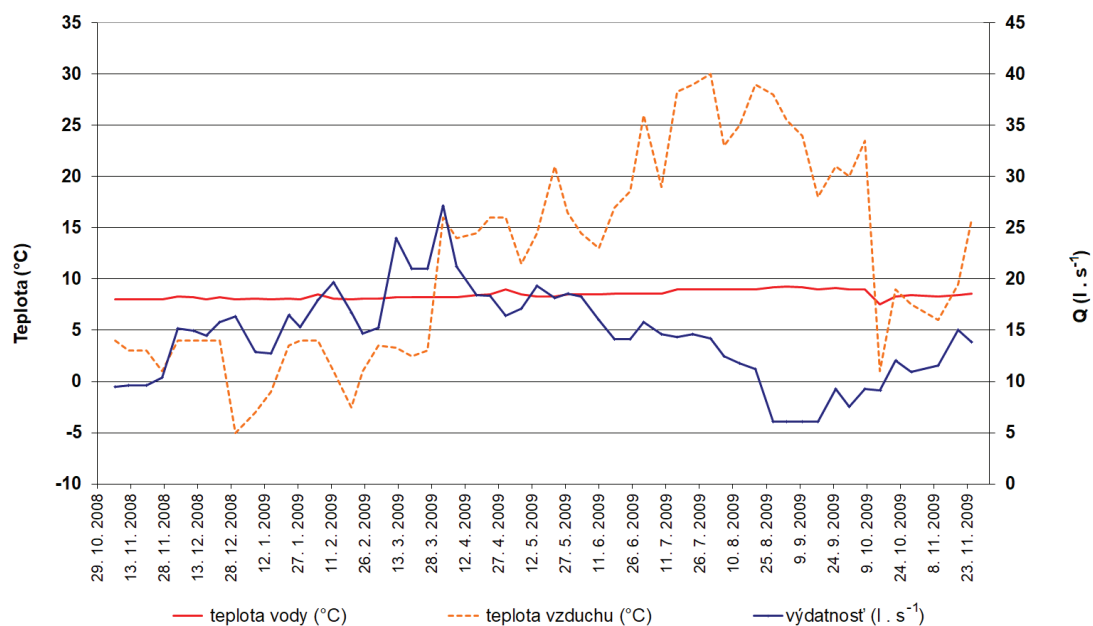
Obr. 7. Úsekové meranie prietoku 11. 7. 2012 na toku pri prameni Teplý, Stredná dolina.

Pozn.: Kr – kryštalinikum, T²⁻³ – vápence a dolomity stredného a vrchného triasu, T³ – súvrstvie karpatského keuperu, vrchný trias, J – súvrstvia jury, nečlenené, K – súvrstvia kriedy, nečlenené, PG^{BO} – borovské súvrstvie, paleogén, PG^{TE} – terchovské súvrstvie, paleogén, dQ – zosuvy a svahové sutiny v celku.

na jej kontakte napr. v Ráztočne ($Q_{\text{priem}} = 14,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) či Remate s výdatnosťou od 0,5 do 3 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. V tejto štruktúre vyvierajú celkovo 17 prameňov.

Najväčší výver podzemnej vody v danej oblasti sa viaže na zachytený prameň v Ráztočne, ktorý má pôvod v karbonátoch hronika (vápence?). Vystupuje však z karbonátových brekcií, zlepcov a pieskocov borovského súvrstvia (paleogén), ktoré tvorí bariéru cirkulujúcej podzemnej vode. Prameň je zachytený a využíva ho SVPS, a. s., Prievidza. Vyvierá v nadmorskej výške 400 m. Jeho priemerná výdatnosť na základe režimových meraní (obr. 8) je 14,41 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. ($Q_{\text{max}} - Q_{\text{min}} = 27,14 - 6,06 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a priemerná teplota 8,45 °C ($T_{\text{max}} - T_{\text{min}} = 9,3 - 7,5 \text{ °C}$). Infiltračná oblasť sa nachádza v Sklenianskom krase, výraznej krasovej

planine (664 m n. m.) nad obcou Sklené v časti Za Krížom – Haleje vŕšky – pod Kobyľou horou. Najvýznamnejšia jaskyňa v tejto lokalite je Jaskyňa na Lazoch, nazývaná aj Egrešovka. Služi ako vtoková oblasť jarých vôd do Sklenianskej planiny. Jej celková známa dĺžka je 50 m a hĺbka 17 m. Farbiacim stopovacím pokusom sa dokázalo spojenie s Ráztočnianskou vyvieráčkou (v tesnej blízkosti vodársky zachyteného prameňa Ráztočno), nachádzajúcou sa 2,5 km od jaskyne (Lutonský, 1987). V centrálnej časti sklenianskeho mezozoika sa okrem tohto prameňa nevykytuje iný výdatný prameň. Ďalšie, menej výdatné prameňe sa vyskytujú v južnej časti štruktúry, kde vyvierajú na kontakte s nepriepustnými ílovcami hutianskeho a zubereckého súvrstvia.



Obr. 8. Režimové meranie výdatnosti a teploty na prameni Ráztočno.

V južnej časti (rematské okno; Černák et al., 2004) sú karbonatické horniny hronika z j., z. a s. strany ohraničené nepriepustným paleogénnym súvrstvom. Tu vystupuje väčšina prameňov, ktoré boli lokalizované v tomto hydrogeologickom celku. Infiltračná oblasť rematského okna je zväčšená o plochu neovulkanických hornín (napríklad prameň Volova riť s priemernou výdatnosťou $1,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Infiltračná plocha je ohraničená hrebeňom od Bralovej skaly cez Kozie chrbty až po Letné úbočie a kótu Remata (568). Hustota prameňov v neovulkanitoch je vyššia v dôsledku plytšieho a kratšieho obehu podzemnej vody v pripovrchovej zóne. Po vstupe do dolomitického komplexu však hustota prameňov na 1 km^2 klesá, ale naopak, zvyšuje sa výdatnosť. Svedčí to o väčšom sústredení podzemnej vody a obehu podzemnej vody po preferovaných cestách. Rematské okno pôsobí ako drén a odvádza vodu z neovulkanických hornín. To je zdokumentované napr. na chemickom zložení podzemnej vody (14 analýz) z prameňa Volova riť, ktorá má zvýšený obsah SiO_2 (SiO_2 kolíše v intervale $20 - 32 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Obeh vody tohto prameňa v karbonátoch vykazuje vyššie hodnoty mineralizácie (zhruba $150 - 300 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) ako typická voda z príľahlých neovulkanitov (zhruba $100 - 150 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Podzemná voda vystupuje v dolomitoch vo forme sutinových, puklinových a bariérových prameňov alebo skryto prestupuje do toku, ktorý vykazuje nárast výdatnosti pred vstupom Hraničného potoka na geologickú bariéru nepriepustných paleogénnych sedimentov.

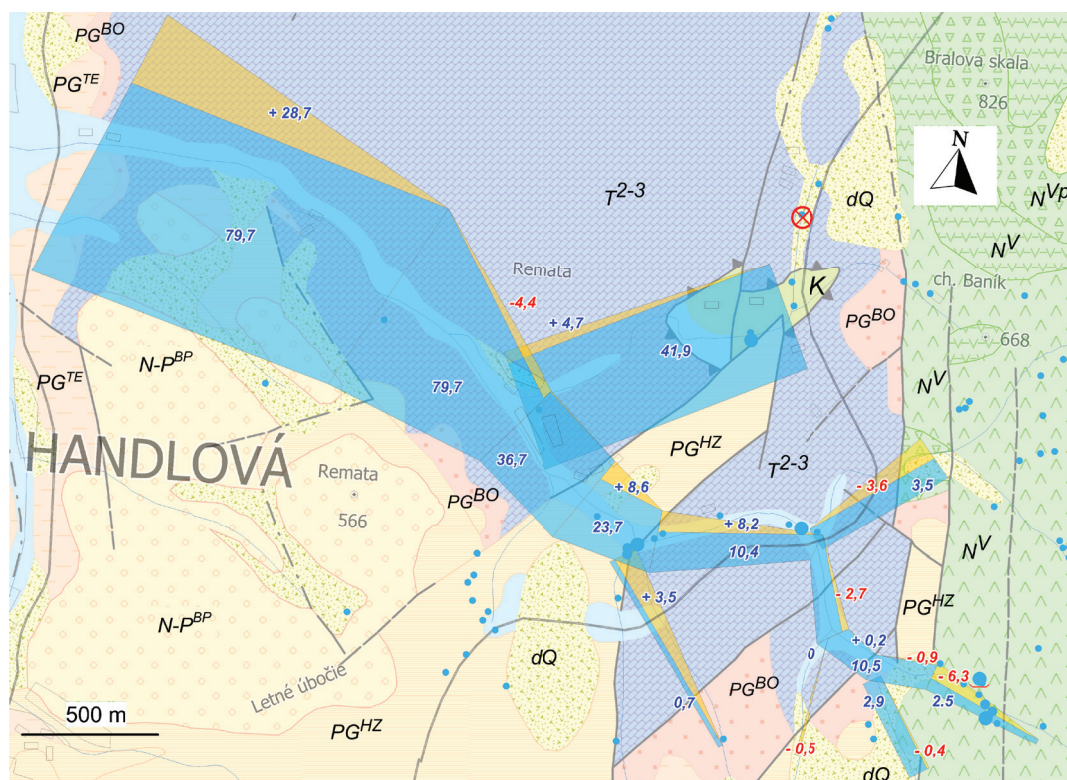
Obeh podzemnej vody v danej štruktúre je zložitý, čo dokumentujú predchádzajúce merania. Meranie prietoku povrchových tokov hydrometrickou vrtuľou (Černák et al., 2004) zdokumentovalo straty na Hraničnom potoku medzi osadou Remata a sútokom s Handlovkou v množstve okolo $11,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (september 2004). Merania z 20. 8. 2009 (Vrana et al., 2011) však dokumentujú, naopak, malé skryté prítoky do Hraničného potoka. Ako dokumentujú výsledky sústavného režimového pozorovania prietoku na Hraní-

nom potoku v hydrologickom roku 2009, časť podzemnej vody z karbonátov bilančnej oblasti latentne prestupuje do Hraničného potoka. Jednorazové expedičné merania prietoku z 21. – 22. 10. 2011 na Hraničnom potoku potvrdzujú skryté prírastky podzemnej vody do toku v objeme $41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (obr. 9).

Na základe podrobného mapovania prameňov a merania prietoku tokov v oblasti sklenianskeho mezozoika je zrejmé, že konfrontácia s výstupmi podzemnej vody v prameňoch a povrchových tokoch dokumentuje významný deficit vo vzťahu k infiltrácii zrážkovej vody. Aj to svedčí o odtokovej otvorenosti štruktúry s existenciou významných skrytých prestupov podzemnej vody do mladších súvrství.

Pôvodne sa predpokladalo, že karbonáty tohto príkrovu sa odvodňujú aj prameňom Bralský tunel (niekedy označovaný ako tunel Remata) (obr. 9). Výtok je síce na území budovanom dolomitmi, ale vstup podzemnej vody do tunelovej rúry je na styku andezitov s bridlicami paleogénu, a teda voda má v plnom rozsahu pôvod v neovulkanitoch Kremnických vrchov (Záruba a Mencl, 1954, in Franko et al., 1997; Franko et al., 1993).

Halmo (1994 in Jezný et al., 1995) opísal vzťah okolitých hydrogeologických celkov k produktívnemu súvrstviu termálnej vody v Bojniciach. Primárnu úlohu z hľadiska ochrany geotermálnej vody Hornonitrianskej kotliny má triasový dolomiticko-vápencový komplex s klastickým paleogénom v nadloží (borovské súvrstvie) s puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou. Tento zvodnený systém vytvára v priestore medzi obcami Diviacka Nová Ves a Sklené hlboko ponorené synklinórium, prikrývané súvrstvom paleogénu. Zo severnej strany je ohraničené mezozoikom fátika. Za infiltračnú oblasť geotermálnej vody Hornonitrianskej kotliny sa považujú mezozoické karbonatické členy hronika vystupujúce na povrch v oblasti medzi Skleným, Rematou a Ráztočnom (sklenianske mezozoikum) a úzký pás bazálnych paleogénnych klastík (do-



Obr. 9. Úsekové meranie prietoku 21. – 22. 10. 2011 na Hraničnom potoku, Remata.

Pozn.: *Kr* – kryštalinikum, *T²⁻³* – vápence a dolomity stredného a vrchného triasu, *K* – súvrstvia kriedy, nečlenené, *PG^{BO}* – borovské súvrstvie, paleogén, *PG^{TE}* – terchovské súvrstvie, paleogén, *PG^{HZ}* – hutianske a zuberecké súvrstvie, paleogén, *N-P^{BP}* – pieskovcové vrstvy bielopotockého typu, paleogén – neogén, *N^V* – neovulkanické horniny, prevažne andezitové lávové prúdy a intrúzie, *N^{Vp}* – neovulkanické horniny, prevažne pyroklastické horniny, *dQ* – zosuvy a svahové sutiny v celku.

lomitické brekcie) vystupujúci pri Ráztočne. Jezný et al. (1995) v návrhu na stanovenie ochranných pásiem kúpeľov Bojnice vyčlenili karbonáty sklenianskeho mezozoika ako územie s ochrannými opatreniami III. stupňa.

Halmo et al. (1997, 2001) taktiež opisujú vo svojej práci sklenianske mezozoikum ako infiltračnú oblasť teriem v Bojniciach a celkový podzemný odtok odhadli na $90,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a merný podzemný odtok na $10,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Podľa týchto autorov celkový odtok podzemnej vody v prameňoch a povrchových tokoch predstavuje $10,63 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a strata podzemnej vody v infiltračnej oblasti v sklenianskom mezozoiku je $79 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

V roku 2011 Vrana et al. (2011) v rámci úlohy *Bojnice – výpočet množstiev minerálnych vôd* v bilančnej oblasti sklenianskeho mezozoika s plochou $15,52 \text{ km}^2$ vypočítal prírodné zdroje podzemnej vody $206,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z čoho $52,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ predstavuje cezhraničný odtok podzemnej vody podieľajúci sa na tvorbe termálnej vody Hornonitrianskej kotliny a „bojníckej vysokej kryhy“.

Obeh a režim podzemnej vody v horninách vnútrokarpatského paleogénu

Podzemná voda tohto celku sa viaže na brekcie, zlepenice a pieskovce (borovského, okrajového terchovského a bielopotockého súvrstvia) s puklinovou priepustnosťou, ktoré môžu dosahovať významnejšie zvodnenie hlavne na miestach tektonických porúch. Hutianske a zuberecké súvrstvie (nečlenené) pre svoj charakter (flyšoidný paleogén – prevaha ílovcov) predstavujú poloizolátor až izolátor.

Borovské a okrajové (terchovské) súvrstvie môžeme charakterizovať ako klastický paleogén s ojedinele sa vy-

skytujúcimi polohami ílovcov predovšetkým v okrajovom súvrství. Paleogénne borovské súvrstvie leží na triasových dolomitoch chočského príkrovu a spolu s podložnými mezozoickými komplexmi vytvára infiltračnú oblasť bojnických teriem. Obeh podzemnej vody je obdobný ako v dolomiticko-vápencovom komplexe.

Ostatné hydrogeologické celky paleogénu sú vzhľadom na svoj flyšový charakter a prevahu ílovcov relatívne nepriepustné súvrstvia a v niektorých prípadoch tvoria hydrogeologický izolátor.

Hutianske, zuberecké a okrajové súvrstvie môžeme charakterizovať ako flyšoidný paleogén s prevahou ílovcov nad pieskovecami a zlepenicami. Je rozšírený tak v Prievidskej, ako aj Handlovskej kotline. Z týchto súvrství vyvierajú ojedinelé pramene s výdatnosťou do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Pieskovcové vrstvy bielopotockého typu (chrovecké a podrematské vrstvy) môžeme charakterizovať ako pieskovcový paleogén. Sú to prevažne slabo stmelené pieskovce, ktoré sú rozšírené po oboch stranách Handlovky medzi Brezami, Malou Čausou, Veľkou Čausou a Handlovou. Medzi Handlovou a Brusnom, kde vytvárajú morfológicky nápadný stupeň, z nich na styku s podložným hutianskym a zubereckým súvrstvím vyvierajú vrstvom pramene. Odtok z pieskovcových vrstiev bielopotockého typu (bielopotockých pieskovcov) na pravej strane Handlovky hodnotili Franko et al. (1997).

V skúmanom území sa robilo expedičné úsekové meranie prietoku na zistenie skrytých prírastkov na Čausianskom potoku a Breznianskom potoku po dlhšom bezzážkovom období v dňoch 10. – 13. 7. 2012. Zaznamenali sa malé

prestupy vody do Čausianskeho potoka v oblasti nad obcou Malá Čausa, ktoré možno pripísať pozvoľnému prechodu vody cez kvartérne sedimenty z kryštalinika (obr. 10).

Expedičné úsekové meranie prietoku na zistenie skrytých prírastkov sa realizovalo na toku Handlovka v úseku pod Handlovou a obcou Jalovec po dlhšom bezzrážkovom období 22. 10. 2011 (obr. 11). V tejto časti Handlovka tečie v terchovskom (okrajovom) súvrství, hutianskom súvrství a zubereckom súvrství. Tok sleduje pokračovanie handlov-

k povrchovej vode z pohľadu drenáže alebo dotácie podzemnej vody má v tejto časti minimálny význam.

Obeh a režim podzemnej vody v sedimentoch neogénnej výplne

V okolí handlovského uhoľného ložiska je režim podzemnej vody a formácií v nadloží košského súvrstvia (nadložné íly) ovplyvnený ťažbou uhlia. Celý komplex dosahuje hrúbku až 500 m. Dobývajú sa len oblasti ložiska s hrúbkou nadložných ílov viac ako 30 m. Prítoky sú väčšinou z lehotského súvrstvia (vápenco-dolomitové štrky), ktoré leží na košskom súvrství. V severnej časti ložiska s dostatočnou hrúbkou nadložných ílov neboli prítoky do baní veľké. S postupujúcou ťažbou smerom na juh sa prítok vody zväčšoval pre zmenšenú hrúbku nadložných ílov (niekde aj chýbajú). V dôsledku odvodňovania nadložnej detriticko-vulkanickej formácie zanikli najvýdatnejšie pramene v oblasti Bielej skaly (medzi Bielou skalou a hlavnou cestou z Novej Lehoty do Handlovej). Prameň Biela lúka-1 mal výdatnosť 51 l · s⁻¹, Biela lúka-2 3 l · s⁻¹ a Biela skala-8 14 l · s⁻¹ (Franko et al., 1993).

V skúmanom území sa 12. 7. 2012 robilo expedičné úsekové meranie prietoku na zistenie skrytých prírastkov na Morovnianskom potoku po dlhšom bezzrážkovom období. V skúmanom území a v danom období sa nezaznamenali výrazné prírastky na povrchovom toku. Sčasti ide o zosuvné územie, kde predpokladáme straty povrchovej vody do zosuvných sedimentov (obr. 12).

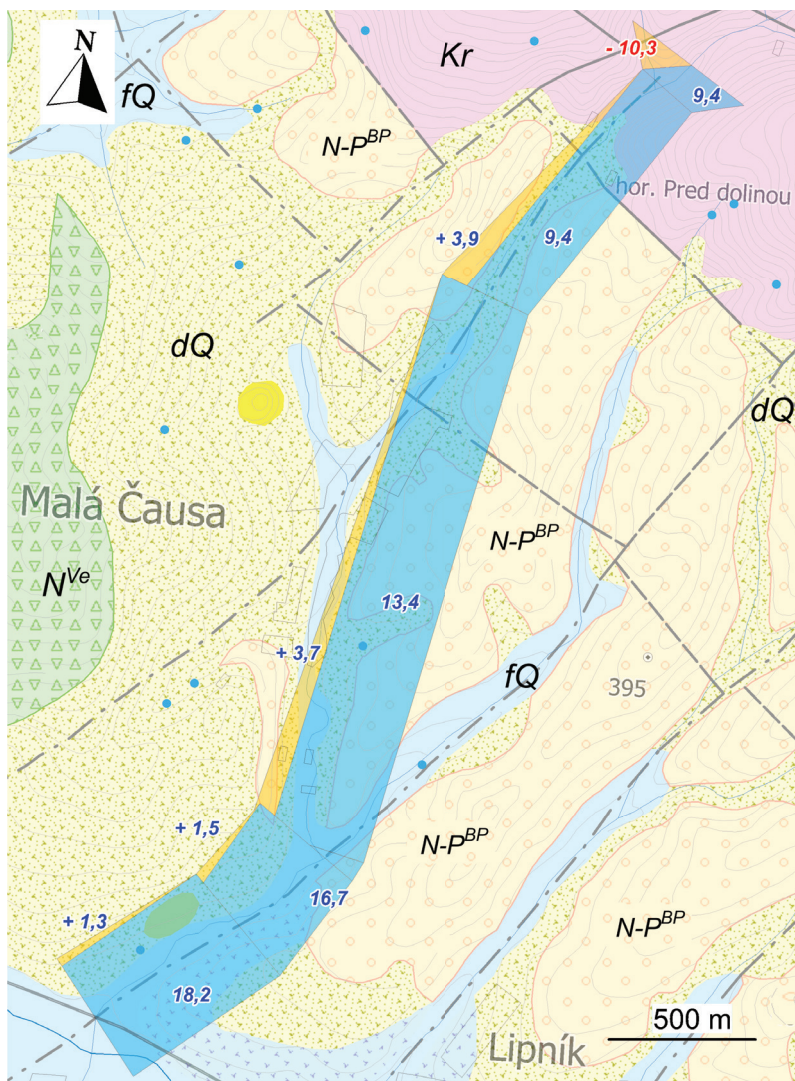
Obeh a režim podzemnej vody v horninách neovulkanitov

Podzemná voda neovulkanitov sa viaže na horninové prostredie neovulkanických komplexov a formácií Vtáčnika, Štiavnických vrchov a Kremnických vrchov. Pramene, najmä puklinové a sutinové, prípadne aj puklinovo-vrstvové, dosahujú malú výdatnosť, spravidla medzi 0,01 – 0,5 l · s⁻¹. Významnejšie pramene (s výdatnosťou 0,5 až 1,0 l · s⁻¹, výnimočne až 5 l · s⁻¹) sa spravidla viažu na oblasti priepustných zlomových línií a lávové prúdy andezitov. Vo vulkanic-

kom komplexe možno vyčleniť podzemnú vodu viazanú na:

- puklinovo-medzizrnové prostredie skalného masívu, vo vrchnej časti zvýraznené predovšetkým klimatickými činiteľmi,
- výrazné tektonické línie regionálneho charakteru, ktoré sú sprevádzané zónami so zvýšenou puklinovitosťou skalného masívu.

Vtáčnickú formáciu vo Vtáčniku a rematskú formáciu v Kremnických vrchoch tvoria prevažne lávové prúdy andezitov s podstatným zastúpením lávových brekcií,

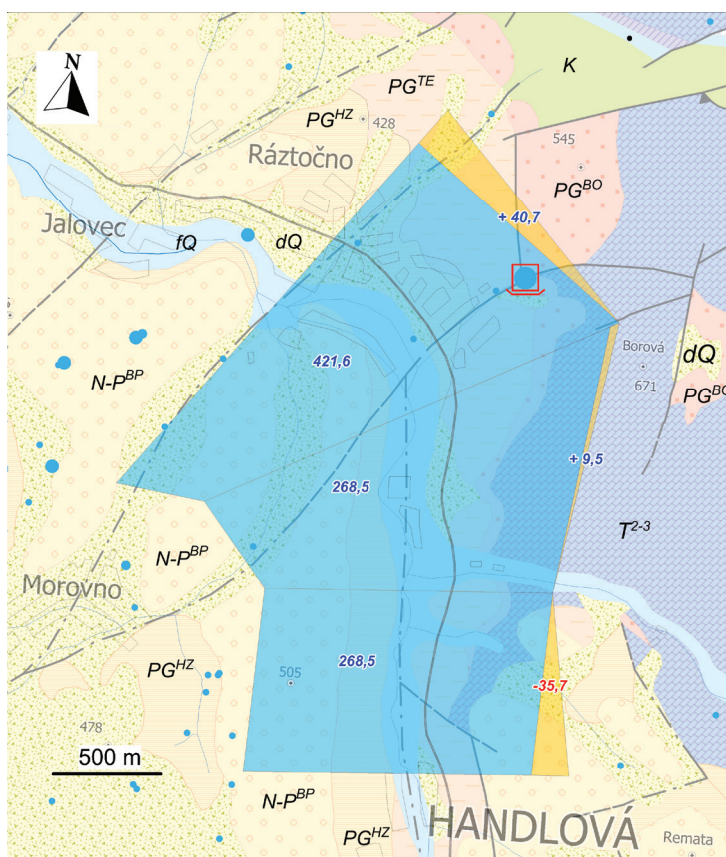


Obr. 10. Úsekové meranie prietoku 10. – 12. 7. 2012 na Čausianskom potoku.

Pozn.: Kr – kryštalinikum, N-PBP – pieskovecove vrstvy bielopotockého typu, paleogén – neogén, N^{Ve} – neovulkanické horniny, prevažne epiklastické horniny, fQ – fluviálne sedimenty v celku, dQ – zosuvy a svahové sutiny v celku.

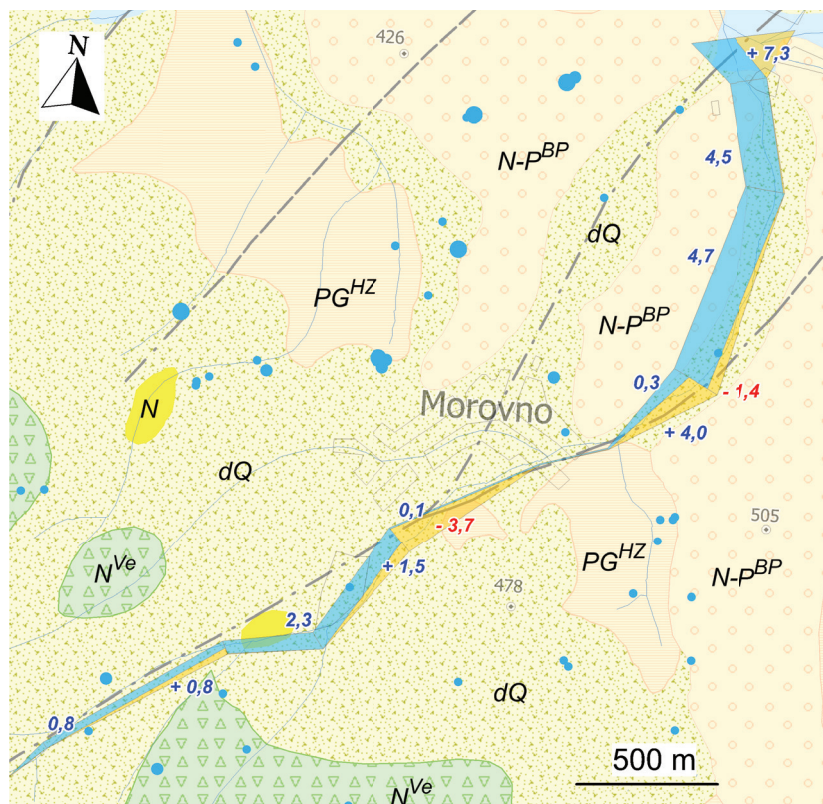
ského zlomu. Jeho hydrogeologická funkcia tak v toku Handlovka, ako aj pod pohorím Žiar zo strany Handlovej kotliny, bola diskutovaná v predchádzajúcich prácach.

V toku Handlovka pod Handlovou sme jednorazovým expedičným meraním prietoku dokumentovali stratu 35,71 l · s⁻¹ (13,3 % prietoku). Pred Jalovcom bol dokumentovaný prírastok na povrchovom toku 40,7 l · s⁻¹ (9,6 % prietoku). Pri zohľadnení chyby merania 5 % ide o minimálne zmeny v prietoku. Na základe toho predpokladáme, že funkcia handlovského zlomu vo vzťahu



Obr. 11. Úsekové meranie prietoku na toku Handlovka 22. 10. 2011.

Pozn.: T^{2-3} – vápence a dolomity stredného a vrchného triasu, K – súvrstvia kriedy, nečlenené, PG^{BO} – borovské súvrstvie, paleogén, PG^{TE} – terchovské súvrstvie, paleogén, PG^{HZ} – hutianske a zuberecké súvrstvie, paleogén, $N-P^{BP}$ – pieskovcové vrstvy bielopotockého typu, paleogén – neogén.



Obr. 12. Úsekové meranie prietoku na Morovnianskom potoku 12. 7. 2012.

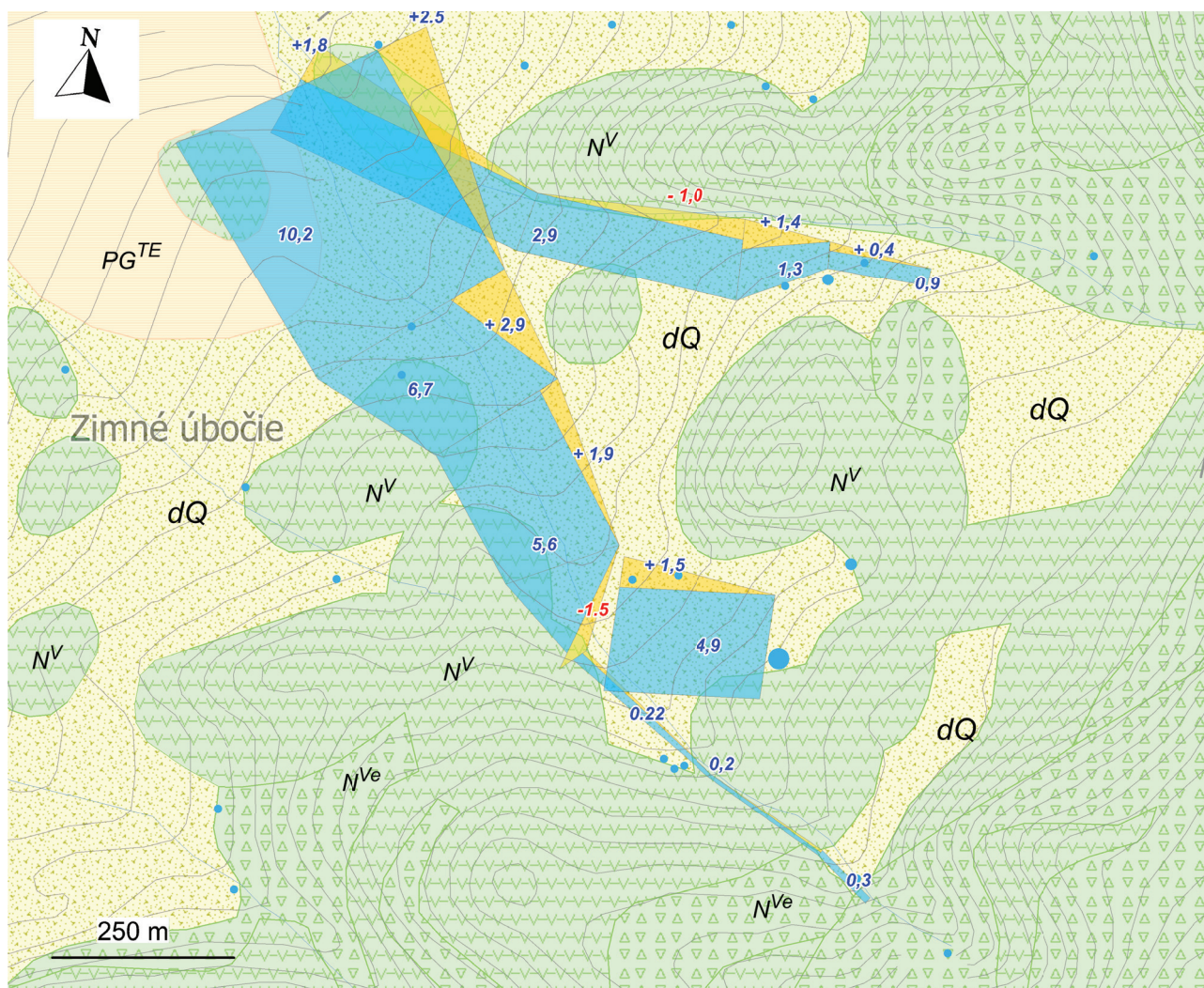
Pozn.: PG^{HZ} – hutianske a zuberecké súvrstvie, paleogén, $N-P^{BP}$ – pieskovcové vrstvy bielopotockého typu, paleogén – neogén, N – íly, pieskovce, ílovce, čausianske súvrstvie, neogén, N^{Ve} – neovulkanické horniny, prevažne epiklastické horniny, dQ – zosuvy a svahové sutiny v celku.

v okrajových častiach prevládajú epiklastické vulkanické brekie a na báze formácie epiklastické vulkanické pieskovce. Puklinová priepustnosť prevláda najmä v andezitoch, vulkanických brekciách, konglomerátoch, vulkanických pieskovcoch, tufitických siltovcoch a ílovcoch. Medzizrnová priepustnosť prevláda v tufoch, prípadne niektorých vulkanických brekciách. Výdatnosť prameňov je väčšinou do $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, na čelách dobre rozpukaných lávových prúdov vyvierajú prevažne vrstvové a puklinovo-vrstvové pramene s výdatnosťou medzi $1,0 - 10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Medzi najvýdatnejšie pramene na strane Kremnických vrchov patria: prameň Pekelňa v Remate (monitorovaný SHMÚ č. 1 063, $Q_{\text{priem}} 1955 - 2011 = 2,48 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), zachytený prameň Mlynská dolina 1 ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 6,87 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a Mlynská dolina 2 ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 2,67 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a prameň pod Smradľavým vrchom ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 4,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Z vulkanitov Vtáčnika vyvierajú zachytené výdatné pramene (podľa údajov SVSP, a. s., Prievidza): Schnaiderova lúka ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 4,13 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), Morovno ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 2,14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), Švogrová ($Q_{\text{priem}} 2009 - 2011 = 0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), Liškánová ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 0,73 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), Pri ceste ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 0,94 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a Stanište ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 1,57 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$).

Ojedinele vo veľmi priaznivých podmienkach rozpukania a tektonického porušenia môže výdatnosť presahovať aj $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, napr. prameň Tri studničky ($Q_{\text{priem}} 2007 - 2011 = 11,57 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, podľa údajov SVSP, a. s., Prievidza) v Novej Lehote (mimo územia) alebo prameň Pod Prielohom v Cigli (mimo územia; Franko et al., 1993).

Lávové prúdy andezitov majú drenážnu funkciu vulkanoklastických súvrství, ktoré ich pokrývajú. Expedičné úsekové meranie prietoku na zistenie skrytých prírastkov sa uskutočnilo v dňoch 12. – 13. 7. 2012 (obr. 13).

Smer prúdenia podzemnej vody je podmienený eróznymi bázami potokov tečúcich do Hornonitrián-



Obr. 13. Úsekové meranie prietoku 12. – 13. 7. 2012 vo vulkanických horninách Kremnických vrchov, lokalita Zimné úbočie.

Pozn.: PG^{TE} – terchovské súvrstvie, paleogén, N^V – neovulkanické horniny, prevažne andezitové lávové prúdy a intrúzie, N^{Ve} – neovulkanické horniny, prevažne epiklastické horniny, dQ – zosuvy a svahové sutiny v celku.

skej kotliny. Sklon terénu západnej časti Kozích chrbtov (západná časť Kremnických vrchov, svahy do Handlovskej kotliny) je strmší ako sklon na východnej časti hrebeňa, čo podmieňuje hlbšie zarezanie tokov. Smer prúdenia podzemnej vody v oblasti Rematy a Handlovej je podmienený uložením andezitov na menej priepustných (lehotské súvrstvie) vrstvách, takže pramene vyvierajú na svahu na ich styku. Obeh podzemnej vody je všeobecne plytký a prejavuje sa výstupom väčšieho počtu málo výdatných prameňov.

V skúmanom území bola overená aj podzemná voda viazaná na tektonickú líniu narazenej „Bralským“ tunelom (v literatúre spomínaný aj ako tunel Remata; Franko et al., 1993) s komunikáciou vody na veľkú vzdialenosť a celkovou výdatnosťou $59 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Černák et al., 2004). Šuba et al. (1984) uvádzajú výdatnosť v intervale $36,0 - 49,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Obeh a režim podzemnej vody v kvartérnych sedimentoch

Hydrogeologické celky aluviálnych a proluviálnych sedimentov plnia hlavne funkciu retenčného prostredia a regulátora podzemného odtoku. Filtračné podmienky

proluviálnych sedimentov na styku s Hornonitrianskou kotlinou vykazujú podobné charakteristiky. Polák (1997) dokumentuje koeficient filtrácie $1,1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Proluviálne sedimenty neumožňujú badateľný prestup podzemnej vody do podložného neogénu. Aluviálne sedimenty sa nachádzajú na horných tokoch miernejšie modelovaného reliéfu kryštalinika, kde nedosahujú významnejšiu hrúbku, ako aj v podhorských nivách všetkých väčších tokov. Najvýznamnejšie je alúvium Hraničného potoka. Nivné sedimenty sú málo vytriedené, s pokryvom hlín. Ich význam je hlavne v regulácii podzemného odtoku, kde tieto sedimenty plnia funkciu retenčného prostredia. Pramene vyvierajúce v alúviách potokov sú najmä sutinové, s maximálnou výdatnosťou $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, najčastejšie do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Deluviálne sedimenty majú značný hydrogeologický význam ako prostredie, ktoré umožňuje infiltráciu zrážkovej vody a svojou objemovou kapacitou je schopné ovplyvňovať režim jej podzemného odtoku. Ide hlavne o zvetraninové pokryvy na kryštaliniku a dolomitoch, kde dosahujú najväčšiu hrúbku. V týchto sedimentoch vystupuje množstvo malých prameňov (Q do $0,2 - 0,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) s kolísavou výdatnosťou, ktorá závisí od zrážkových pomerov.

Fyzikálno-chemické vlastnosti a kvalita podzemnej vody

V zmysle genetickej klasifikácie podzemnej vody Západných Karpát (Gazda, 1974) sa v regióne formuje najmä tzv. podzemná voda s petrogénnou mineralizáciou. To znamená, že chemické zloženie tejto vody je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom horninového prostredia jej obehu. Pri hodnotení hydrogeochemických pomerov boli na základe geologicko-tektonických a hydrogeologických pomerov a výsledkov chemického zloženia podzemnej vody územia vyčlenené nasledujúce **hydrogeochemické skupiny podzemnej vody s petrogénnou mineralizáciou**:

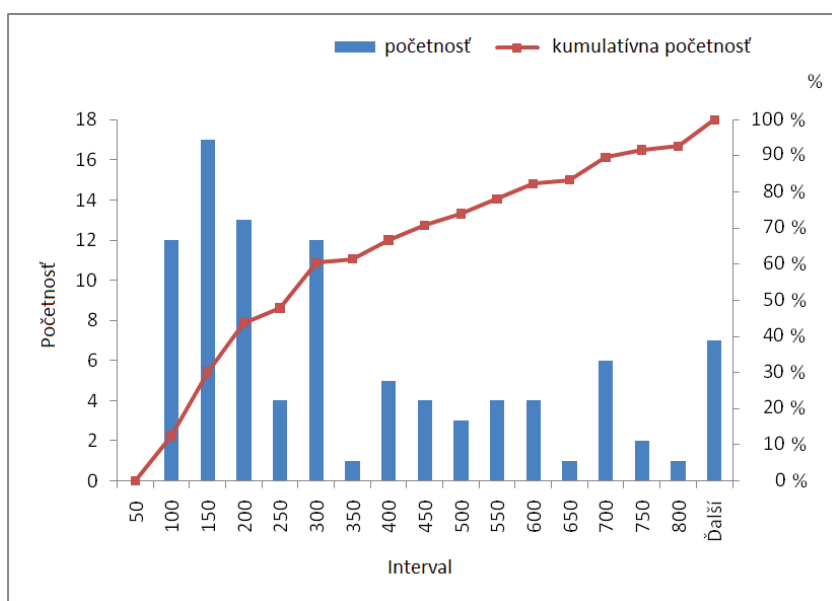
- podzemná voda so silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou s obehom v horninovom prostredí kryštalinika (granitoidy), permu a spodného triasu (kremence, bridlice),
- podzemná voda s karbonátogénnou mineralizáciou s obehom v horninovom prostredí mezozoika (predovšetkým triasové vápence a dolomity) a bazálneho paleogénu,
- podzemná voda so silikátogénnou, silikátogénno-karbonátogénnou, prípadne silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou s obehom vo vulkanickom neogéne (efuzíva, epiklastiká, pyroklastiká),
- podzemná voda s karbonátogénno-silikátogénnou mineralizáciou s obehom v horninovom prostredí paleogénu (flyšový a pieskocový vývoj), sedimentárneho neogénu, kvartérnych fluviaľných sedimentov riečnych terás, resp. podzemná voda prestupujúca z horninového prostredia kryštalinika a vulkanického neogénu do karbonátov mezozoika.

Osobitne bola vyčlenená fluviogénna podzemná voda viazaná na fluviaľne sedimenty údolných nív (predovšetkým Handlovky a Nitry).

Charakter distribúcie hodnôt celkovej mineralizácie podzemnej vody je zrejmy z frekvenčnej tabuľky a histogramu rozdelenia početností uvedených na obr. 14. Približne

30 % vzoriek zodpovedá hodnotám celkovej mineralizácie do 150 mg · l⁻¹, ktorá je zároveň aj prvým vrcholom distribúcie. Podzemná voda tejto skupiny s najnižším obsahom rozpustených látok je charakteristická pre prostredie kryštalinika a vulkanický neogén (efuzíva). V ďalšej časti distribučného grafu je možné rozoznať niekoľko ďalších distribučných vrcholov, ktoré sú úzko spojené s charakterom horninového prostredia obehu podzemnej vody. Vrchol v intervale hodnôt celkovej mineralizácie od 250 do 300 mg · l⁻¹ je charakteristický pre prostredie vulkanického neogénu (pyroklastiká, epiklastiká) a vrchol v intervale hodnôt 350 až 400 mg · l⁻¹ skôr pre prostredie karbonátov mezozoika. Vrcholy v intervale hodnôt 500 až 600 mg · l⁻¹, resp. 650 až 700 mg · l⁻¹ predstavujú vzorky podzemnej vody z prostredia paleogénu. Vrcholy v intervale hodnôt viac ako 800 mg · l⁻¹ reprezentujú podzemnú vodu viac alebo menej ovplyvnenú antropogénnou činnosťou. Uvedené skutočnosti potvrdzujú aj výsledky základnej štatistickej analýzy uvedené v ďalšom texte.

Sumárna štatistická charakteristika chemického zloženia podzemnej vody celého súboru je prezentovaná v tab. 10. Evidentná je výrazná variabilita prakticky všetkých sledovaných základných chemických ukazovateľov v podzemnej vode odrážajúca rôznorodosť horninového prostredia jej obehu a zložitnosť hydrogeologických a hydrogeochemických podmienok tvorby jej chemického zloženia. V antropogénne neovplyvnenej podzemnej vode prvého zvodneného horizontu vzhľadom na dominujúce procesy tvorby chemického zloženia v zmysle klasifikácie Gazdu (1974) prevláda A₂ základný výrazný a nevýrazný Ca–HCO₃, prípadne Ca–Mg–HCO₃ typ chemického zloženia (priemerné zastúpenie zložky A₂ zo všetkých analýz je zhruba 60 ekv. %, medián až 64,7 ekv. %). V približne jednej štvrtine vzoriek je v podzemnej vode zastúpený zvýšený podiel zložky S₂(SO₄) (viac ako 20 ekv. %) s rôzne výrazným zastúpením Ca–Mg–SO₄–HCO₃ zložiek chemického zloženia. Lokálne sa analytickým spracovaním vzoriek podzemnej vody zistili rôzne zmiešané typy chemického zloženia, ktoré sú pravdepodobne dôsledkom aj antropogénne podmienenej mineralizácie vody. Vhodným indikátorom antropogénneho znečistenia v prostredí je najmä zvýšená koncentrácia chloridov, dusičnanov, fosforečnanov, prípadne síranov (maximálny obsah Cl⁻ 112 mg · l⁻¹, NO₃⁻ 56,5 mg · l⁻¹, PO₄³⁻ 0,937 mg · l⁻¹, resp. SO₄²⁻ 368 mg · l⁻¹). Obsah stopových prvkov v podzemnej vode je nízky, ojedinele sa zistila zvýšená až anomálna koncentrácia olova a hliníka.



Obr. 14. Histogram početnosti hodnôt celkovej mineralizácie podzemnej vody.

Tab. 10. Základné štatistické parametre chemického zloženia podzemnej vody (n – počet vzoriek, s – smerodajná odchýlka).

	Všetky lokality					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
$T_{\text{vody}} [^{\circ}\text{C}]$	96	11,3	11,2	3,5	1,5	36,9
Celk. mineralizácia	96	351	258	286	52,3	1316
pH [-]	96	7,37	7,50	0,56	5,35	8,43
Rozp. O_2	87	6,6	7,3	2,8	0,3	11,3
ChSK_{Mn}	96	1,81	1,24	1,90	0,25	14,9
Na^+	96	12,3	6,9	16,5	0,9	106
K^+	96	4,43	2,10	8,39	0,20	53,5
Ca^{2+}	96	53,1	31,3	47,5	6,76	190
Mg^{2+}	96	12,9	9,01	12,0	1,73	62,0
Sr^{2+}	84	0,281	0,122	0,394	0,040	3,20
Fe_{celk}	96	0,232	0,013 5	1,30	0,000 0	12,1
Mn^{2+}	96	0,054	0,002 5	0,173	0,000 0	1,11
NH_4^+	96	0,075	0,025	0,245	0,003	2,23
F^-	95	0,102	0,050	0,151	0,037	0,950
Cl^-	96	11,1	3,01	20,99	0,50	112
SO_4^{2-}	96	50,8	36,8	53,0	0,99	368
NO_3^-	96	8,04	3,68	11,8	0,25	56,5
PO_4^{3-}	96	0,106	0,020	0,178	0,003	0,937
HCO_3^-	96	175	115	150	12,2	641
SiO_2	96	31,4	27,7	15,0	5,38	84,1
Voľný CO_2	96	22,9	16,5	24,8	0,00	112
Agresívny CO_2	95	10,9	5,72	12,3	0,00	44,0
Cr	96	0,000 74	0,000 25	0,001 44	0,000 05	0,012 20
Cu	96	0,001 48	0,001 00	0,002 06	0,000 20	0,012 40
Zn	96	0,059 02	0,005 00	0,212 37	0,000 00	1,903 00
As	96	0,001 17	0,000 64	0,001 07	0,000 05	0,005 00
Cd	96	0,000 28	0,000 25	0,000 51	0,000 00	0,005 10
Se	96	0,000 73	0,000 50	0,000 47	0,000 05	0,002 44
Pb	96	0,002 41	0,000 50	0,013 72	0,000 05	0,135 00
Hg	92	0,000 13	0,000 10	0,000 13	0,000 05	0,000 80
Ba	84	0,049	0,010	0,066	0,005	0,300
Al	96	0,310 2	0,090 0	0,552 4	0,002 4	3,150 0
Sb	89	0,000 29	0,000 10	0,000 37	0,000 05	0,002 00
S_1 [%]	96	15,5	15,2	8,3	1,0	32,8
S_2 [%]	96	21,6	20,0	14,4	0,0	58,8
A_2 [%]	96	60,1	64,7	18,1	13,8	88,5
$\text{S}_1(\text{SO}_4)$ [%]	96	8,1	7,2	7,0	0,0	28,8
$\text{S}_2(\text{SO}_4)$ [%]	96	20,4	16,9	14,3	0,0	57,5
$(\text{rNa} + \text{rK})/(\text{rMg} + \text{rCa})$ [-]	96	0,219	0,198	0,168	0,010	1,33
rMg/rCa [-]	96	0,424	0,423	0,199	0,087	1,78
$\text{rSO}_4/\text{mineralizácia}$ [-]	96	0,141	0,119	0,081	0,006	0,322

Poznámka: hodnoty, okrem vyznačených jednotiek, sú uvedené v mg . l⁻¹.

V tabuľke 11 sú uvedené priemerné hodnoty analyzovaných ukazovateľov jednotlivých vyčlenených hydrogeochemických skupín podzemnej vody a v tab. 12 mediány stanovených zložiek (hodnota mediánu lepšie charakterizuje štatistický súbor najmä pri ukazovateľoch vzdialených od normálnej distribúcie, resp. medián reprezentuje hodnotu odolnú proti vplyvu odľahlých, extrémnych pozorovaní). Najvyšším obsahom základných iónov, ako aj najvyššími hodnotami celkovej mineralizácie sa vyznačuje podzemná voda kvartérnych fluvialných sedimentov údolných nív a riečnych terás (priemerná hodnota celkovej mineralizácie je $785 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). O niečo nižšia koncentrácia základných chemických ukazovateľov bola zaznamenaná v podzemnej vode paleogénu (priemerná hodnota celkovej mineralizácie vo flyšovom vývoji je $695 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a v pieskovecovom vývoji $677 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Ďalšou skupinou je podzemná voda karbonátov mezozoika (dolomity) a vulkanického neogénu (pyroklastiká a epiklastiká) vyznačujúca sa podstatne nižšími hodnotami celkovej mineralizácie ($348 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, resp. $335 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Všeobecne najnižšími hodnotami základných ukazovateľov chemického zloženia sa vyznačuje podzemná voda kryštalinika a neovulkanitov (efuzíva) s priemernými hodnotami celkovej mineralizácie $116 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, resp.

$190 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Podobné výsledky sú zdokumentované aj v tab. 12, v ktorej sú uvedené hodnoty mediánov.

Podzemná voda s oběhom v horninovom prostredí kryštalinika, permu a spodného triasu

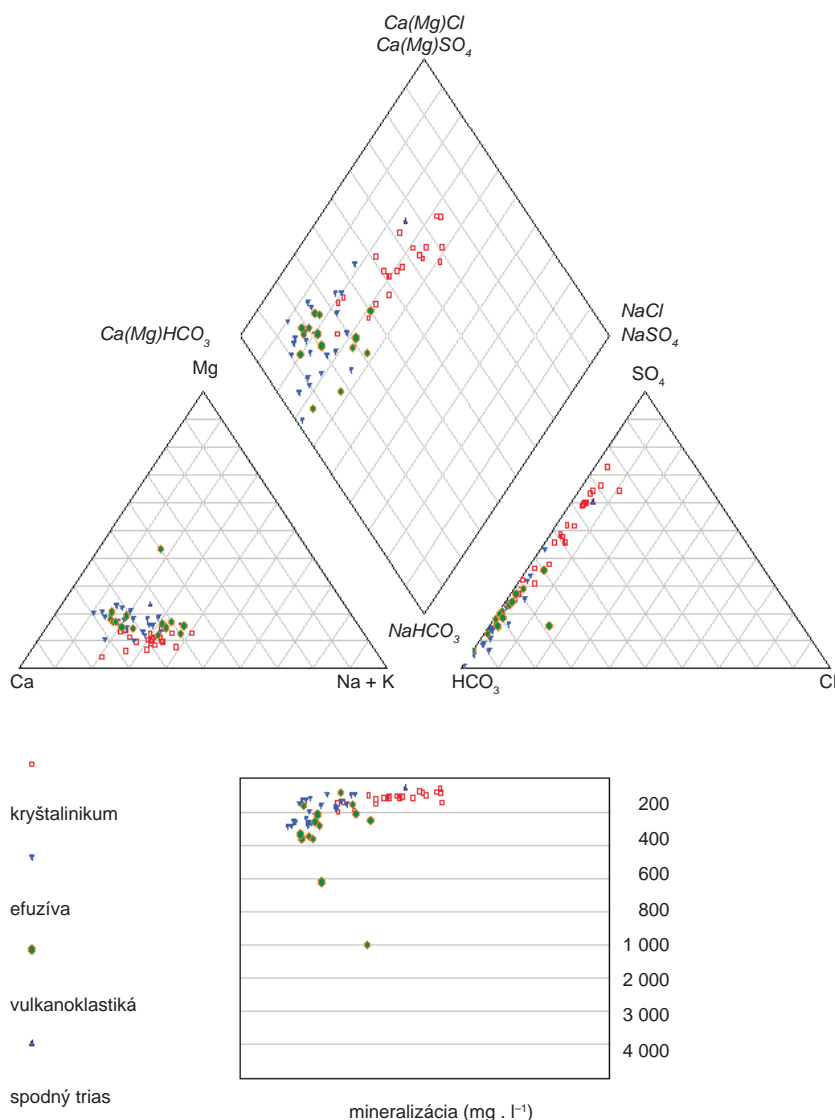
Podzemná voda tejto skupiny sa vyznačuje silikátogénnou, resp. silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou. V študovanej oblasti sa geneticky viaže najmä na granitoidy tatrika vystupujúce na styku Handlovskej kotliny s pohorím Žiar. Jedna vzorka podzemnej vody bola z genetického pohľadu priradená k prostrediu spodnotriasových kremencov a pieskovecov, ktoré vystupujú zvyčajne v úzkych pásoch na kontakte mezozoika s kryštalinikom, resp. v zložitých príkrovových tektonických pozíciách (vzhľadom na nedostatočný počet vzoriek z tohto prostredia nie je detailnejšie hodnotená).

Podzemná voda kryštalinika sa vyznačuje nízkou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie ($116 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) s prevažným rozpätím hodnôt $70 - 160 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, a to aj napriek tomu, že nízke hodnoty pH vstupujúcej zrážkovej vody – najmä snehu (zväčša menej ako 5) – podmieňujú pomerne vysokú hodnotu hydrolytickej kapacity. Výsledný efekt mineralizačných procesov je teda pomerne malý

predovšetkým vzhľadom na vysokú odolnosť silikátových minerálov proti zvetrávaniu, ako aj na nedostatočný kontakt vody s horninou (plytký puklinový obeh viazaný na zónu zvetrávania a pod-povrchového rozpojenia hornín).

Pre nízko mineralizovanú podzemnú vodu kryštalinika sú charakteristické silikátogénne, resp. silikátogénno-sulfidogénne A_2 základné nevýrazné, $A_2-S_2(SO_4)$ prechodné až $S_2(SO_4)$ základné nevýrazné, $Ca-HCO_3$, $Ca-HCO_3-SO_4$ až $Ca-SO_4$ typy chemického zloženia. Základné štatistické spracovanie je uvedené v tab. 13. Základná charakteristika chemického zloženia je vyjadrená aj pomocou upraveného Piperovho systematizačného diagramu na obr. 15.

Podzemnú vodu kryštalinika Žiaru charakterizuje významné zastúpenie síranovej zložky, ktorá je v prírodných podmienkach kryštalinika prítomná prevažne ako produkt oxidácie sulfidov (časť síranov vstupuje do podzemného systému zo zdrojovej zrážkovej vody).



Obr. 15. Upravený Piperov diagram podzemnej vody kryštalinika, spodného triasu a vulkanického neogénu.

Tab. 11. Priemerné zastúpenie sledovaných ukazovateľov chemického zloženia podzemnej vody vo vyčlenených hydrogeochemických skupinách.

Priemer	Všetky lokality	kr	Ne	MZd	PGf	PGp	Qf	Nepik
Fyzikálno-chemické ukazovatele (okrem vyznačených jednotiek a pH) v mg · l⁻¹								
T _{vody} [°C]	11,3	10,7	11,3	9,8	14,3	12,0	12,3	10,8
Celk. mineralizácia	351	116	190	348	695	677	785	335
pH	7,37	7,07	7,57	7,63	7,39	7,52	7,44	7,30
Rozp. O ₂	6,6	7,8	7,5	9,4	5,4	3,9	4,3	5,3
ChSK _{Mn}	1,81	2,22	1,35	0,93	0,98	1,33	2,83	1,44
Na ⁺	12,3	7,5	5,3	3,6	12,5	14,5	45,4	14,6
K ⁺	4,43	1,73	2,49	1,47	8,20	8,66	7,84	5,27
Ca ²⁺	53,1	18,6	23,3	54,6	121	128	109	41,1
Mg ²⁺	12,85	3,16	6,54	19,58	25,40	21,54	29,39	11,73
Sr ²⁺	0,281	0,108	0,104	0,156	0,781	0,571	0,477	0,283
Fe _{celk}	0,231 8	0,233 7	0,040 7	0,032 3	1,530 6	0,015 0	0,284 9	0,026 9
Mn ²⁺	0,054 4	0,090 5	0,052 3	0,003 9	0,032 0	0,026 1	0,121 1	0,034 7
NH ₄ ⁺	0,075	0,058	0,057	0,021	0,022	0,025	0,310	0,085
F ⁻	0,102	0,057	0,054	0,179	0,154	0,067	0,281	0,064
Cl ⁻	11,1	2,91	2,15	3,17	20,7	30,7	37,1	11,0
SO ₄ ²⁻	50,8	37,4	19,3	28,2	105	117	99,9	37,3
NO ₃ ⁻	8,04	3,63	2,53	7,04	13,63	23,87	23,29	3,12
PO ₄ ³⁻	0,106	0,131	0,076	0,024	0,053	0,014	0,157	0,159
HCO ₃ ⁻	175	40,3	91,8	222	371	326	398	162
SiO ₂	31,4	24,2	45,1	20,7	17,3	17,0	24,5	46,8
Voľný CO ₂	22,9	10,3	9,37	20,5	47,6	40,9	44,6	32,1
Agresívny CO ₂	10,9	23,4	7,85	4,33	1,17	0,00	0,85	18,6
Cr	0,000 74	0,001 04	0,000 55	0,001 54	0,000 35	0,000 25	0,000 79	0,000 52
Cu	0,001 48	0,001 38	0,002 01	0,001 96	0,000 86	0,001 24	0,001 01	0,001 39
Zn	0,059 02	0,027 14	0,027 00	0,009 84	0,016 13	0,065 57	0,326 63	0,012 43
As	0,001 17	0,001 68	0,000 93	0,001 37	0,001 22	0,000 50	0,001 21	0,001 04
Cd	0,000 28	0,000 24	0,000 24	0,000 10	0,000 29	0,000 29	0,000 28	0,000 56
Se	0,000 73	0,001 03	0,000 63	0,000 59	0,000 58	0,000 83	0,000 50	0,000 75
Pb	0,002 41	0,006 89	0,000 82	0,001 26	0,000 81	0,000 50	0,001 31	0,001 93
Hg	0,000 13	0,000 23	0,000 11	0,000 17	0,000 13	0,000 10	0,000 10	0,000 08
Ba	0,049	0,018	0,017	0,036	0,079	0,119	0,072	0,064
Al	0,310 2	0,330 5	0,598 9	0,323 3	0,156 6	0,066 4	0,035 0	0,308 2
Sb	0,000 29	0,000 29	0,000 19	0,001 28	0,000 24	0,000 11	0,000 24	0,000 24
Palmerove-Gazdove charakteristiky [%]								
S ₁	15,5	23,9	14,2	5,0	7,4	7,1	18,1	17,2
S ₂	21,6	37,1	12,5	13,9	22,6	30,6	17,5	12,0
A ₂	60,1	36,1	69,0	80,7	69,4	62,1	58,8	68,1
S ₁ (SO ₄)	8,1	14,2	8,3	1,1	1,5	0,2	7,6	10,8
S ₂ (SO ₄)	20,4	37,1	12,5	11,5	19,7	25,0	14,6	12,0
Charakterizačné koeficienty [-]								
(rNa + rK)/(rMg + rCa)	0,219	0,327	0,193	0,053	0,085	0,081	0,382	0,242
rMg/rCa	0,424	0,297	0,458	0,603	0,367	0,262	0,452	0,542
rSO ₄ /mineralizácia	0,141	0,252	0,103	0,063	0,107	0,127	0,110	0,112

Poznámka: kr – kryštalinikum, Ne – vulkanický neogén (efuzíva), MZd – mezozoikum (dolomity), PGf – paleogén (flyšový vývoj), PGp – paleogén (prevaha pieskocov nad ílovcami), Qf – fluvialný kvartér, Nepik – vulkanický neogén (pyroklastiká, epiklastiká).

Tab. 12. Mediány sledovaných ukazovateľov chemického zloženia podzemnej vody vo vyčlenených hydrogeochemických skupinách.

Medián	Všetky lokality	kr	Ne	MZd	PGf	PGp	Qf	Nepik
Fyzikálno-chemické ukazovatele (okrem vyznačených jednotiek a pH) v mg · l⁻¹								
T _{vody} [°C]	11,2	10,8	11,8	8,6	11,7	12,5	11,6	11,1
Celk. mineralizácia	258	114	174	329	668	559	715	271
pH	7,50	7,49	7,64	7,64	7,40	7,56	7,38	7,36
Rozp. O ₂	7,3	8,1	8,3	9,3	4,5	3,5	3,4	5,9
ChSK _{Mn}	1,24	2,04	1,04	1,00	1,00	1,20	1,98	1,08
Na ⁺	6,9	7,2	5,0	3,6	9,5	7,0	45,1	8,6
K ⁺	2,10	1,55	2,40	1,30	1,55	1,30	6,50	3,09
Ca ²⁺	31,3	17,6	20,8	55,0	124	114	105	34,2
Mg ²⁺	9,01	3,04	5,59	17,7	23,4	16,3	26,5	10,3
Sr ²⁺	0,122	0,100	0,090	0,080	0,500	0,460	0,485	0,210
Fe _{celk}	0,013 5	0,025 0	0,005 0	0,008 5	0,015 0	0,005 0	0,016 0	0,020 0
Mn ²⁺	0,002 5	0,002 5	0,002 5	0,001 0	0,002 5	0,002 5	0,016 5	0,002 5
NH ₄ ⁺	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025
F ⁻	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,160	0,050
Cl ⁻	3,01	2,66	1,60	2,63	15,34	18,97	26,42	2,66
SO ₄ ²⁻	36,8	36,8	18,0	26,1	66,9	97,2	101	32,4
NO ₃ ⁻	3,68	3,15	2,40	6,72	9,40	29,40	25,00	2,45
PO ₄ ³⁻	0,020	0,100	0,020	0,018	0,005	0,005	0,065	0,145
HCO ₃ ⁻	115	34,2	85,4	208	383	319	377	109
SiO ₂	27,7	23,3	41,5	20,2	16,3	16,4	25,0	49,0
Voľný CO ₂	16,5	4,40	4,40	7,70	49,5	30,8	33,0	28,6
Agresívny CO ₂	5,72	21,6	7,92	3,08	0,00	0,00	0,00	19,2
Cr	0,000 25	0,000 25	0,000 25	0,000 90	0,000 25	0,000 25	0,000 95	0,000 25
Cu	0,001 00	0,000 75	0,001 00	0,001 00	0,000 90	0,001 40	0,001 00	0,001 00
Zn	0,005 00	0,005 00	0,002 00	0,001 50	0,004 00	0,019 00	0,082 50	0,008 00
As	0,000 64	0,001 00	0,000 62	0,001 00	0,000 50	0,000 50	0,000 80	0,001 00
Cd	0,000 25	0,000 25	0,000 25	0,000 11	0,000 25	0,000 25	0,000 25	0,000 25
Se	0,000 50	0,001 00	0,000 50	0,000 50	0,000 50	0,000 50	0,000 50	0,000 50
Pb	0,000 50	0,000 50	0,000 50	0,001 00	0,000 50	0,000 50	0,001 00	0,000 50
Hg	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,000 10
Ba	0,010	0,005	0,005	0,006	0,100	0,100	0,080	0,028
Al	0,090 0	0,219 6	0,210 0	0,070 0	0,010 0	0,020 0	0,015 0	0,085 0
Sb	0,000 10	0,000 10	0,000 10	0,001 32	0,000 10	0,000 10	0,000 15	0,000 10
Palmerove-Gazdove charakteristiky [%]								
S ₁	15,2	24,2	13,5	4,2	5,4	5,1	14,0	15,2
S ₂	20,0	38,3	9,9	14,9	19,6	32,8	20,6	12,5
A ₂	64,7	36,8	71,3	78,4	73,8	60,5	61,1	70,1
S ₁ (SO ₄)	7,2	15,8	7,6	0,0	0,4	0,0	3,1	9,2
S ₂ (SO ₄)	16,9	38,3	9,9	13,4	16,0	23,6	16,5	12,5
Charakterizačné koeficienty [-]								
(rNa + rK)/(rMg + rCa)	0,198	0,335	0,179	0,045	0,058	0,054	0,242	0,212
rMg/rCa	0,423	0,286	0,456	0,585	0,296	0,253	0,452	0,446
rSO ₄ /mineralizácia	0,119	0,264	0,092	0,066	0,091	0,119	0,090	0,108

Tab. 13. Základné štatistické ukazovatele vybraných analytických parametrov v podzemnej vode kryštalinika a vulkanického neogénu (efuzíva) (n – počet vzoriek, s – smerodajná odchýlka).

	Kryštalinikum						Neogén – efuzíva					
	n	priemer	medián	s	min	max	n	x	medián	s	min	max
T _{vody} [°C]	22	10,7	10,8	2,9	1,5	15,0	23	11,3	11,8	2,1	7,8	14,8
Celk. mineralizácia	22	116	114	34,9	60,6	199	23	190	174	67,4	88,4	289
pH	22	7,07	7,49	0,77	5,50	7,87	23	7,57	7,64	0,41	6,70	8,07
Rozp. O ₂	21	7,8	8,1	1,8	2,7	10,6	20	7,5	8,3	2,4	2,4	10,2
ChSK _{Mn}	22	2,22	2,04	1,44	0,54	7,07	23	1,35	1,04	0,88	0,25	3,44
Na ⁺	22	7,5	7,2	1,8	5,3	13,5	23	5,3	5,0	1,1	3,7	7,5
K ⁺	22	1,73	1,55	0,93	0,80	5,37	23	2,49	2,40	1,22	0,20	4,50
Ca ²⁺	22	18,6	17,6	6,47	7,92	38,5	23	23,3	20,8	8,41	12,0	39,3
Mg ²⁺	22	3,16	3,04	1,16	1,73	6,61	23	6,54	5,59	2,90	2,43	11,2
Sr ²⁺	21	0,108	0,100	0,035	0,065	0,190	19	0,104	0,090	0,045	0,059	0,240
Fe _{celk}	22	0,233 7	0,025 0	0,773 8	0,005 0	3,640 0	23	0,040 7	0,005 0	0,116 1	0,000 0	0,540 0
Mn ²⁺	22	0,090 5	0,002 5	0,267 8	0,002 5	1,110 0	23	0,052 3	0,002 5	0,162 1	0,000 0	0,666 0
NH ₄ ⁺	22	0,058	0,025	0,090	0,003	0,390	23	0,057	0,025	0,160	0,003	0,793
F ⁻	22	0,057	0,050	0,025	0,037	0,140	22	0,054	0,050	0,015	0,043	0,110
Cl ⁻	22	2,91	2,66	1,22	1,21	5,32	23	2,15	1,60	1,62	0,71	6,74
SO ₄ ²⁻	22	37,4	36,8	8,75	24,3	61,4	23	19,3	18,0	10,2	0,99	39,2
NO ₃ ⁻	22	3,63	3,15	2,97	0,25	9,90	23	2,53	2,40	2,21	0,25	6,50
PO ₄ ³⁻	22	0,131	0,100	0,216	0,005	0,937	23	0,076	0,020	0,122	0,005	0,496
HCO ₃ ⁻	22	40,3	34,2	25,0	12,2	101	23	91,8	85,4	38,2	37,8	165
SiO ₂	22	24,2	23,3	4,34	17,1	38,2	23	45,1	41,5	11,9	27,3	84,1
Vol'ný CO ₂	22	10,3	4,40	10,9	1,32	35,2	23	9,37	4,40	9,98	1,32	35,2
Agresívny CO ₂	21	23,4	21,6	10,4	3,96	41,8	23	7,85	7,92	5,31	0,00	19,8
Cr	22	0,001 04	0,000 25	0,002 55	0,000 05	0,012 20	23	0,000 55	0,000 25	0,000 84	0,000 05	0,004 20
Cu	22	0,001 38	0,000 75	0,002 52	0,000 25	0,012 40	23	0,002 01	0,001 00	0,002 73	0,000 25	0,010 80
Zn	22	0,027 14	0,005 00	0,097 55	0,000 50	0,463 00	23	0,027 00	0,002 00	0,071 80	0,000 00	0,280 00
As	22	0,001 68	0,001 00	0,001 58	0,000 05	0,005 00	23	0,000 93	0,000 62	0,000 59	0,000 50	0,002 60
Cd	22	0,000 24	0,000 25	0,000 09	0,000 07	0,000 50	23	0,000 24	0,000 25	0,000 17	0,000 00	0,000 70
Se	22	0,001 03	0,001 00	0,000 66	0,000 05	0,002 44	23	0,000 63	0,000 50	0,000 29	0,000 39	0,001 60
Pb	22	0,006 89	0,000 50	0,028 62	0,000 50	0,135 00	23	0,000 82	0,000 50	0,000 65	0,000 05	0,002 50
Hg	21	0,000 23	0,000 10	0,000 22	0,000 10	0,000 80	21	0,000 11	0,000 10	0,000 06	0,000 05	0,000 36
Ba	15	0,018	0,005	0,033	0,005	0,100	21	0,017	0,005	0,028	0,005	0,100
Al	22	0,330 5	0,219 6	0,303 5	0,018 2	1,040 0	23	0,598 9	0,210 0	0,868 0	0,003 4	3,150 0
Sb	21	0,000 29	0,000 10	0,000 37	0,000 05	0,001 60	19	0,000 19	0,000 10	0,000 18	0,000 10	0,000 70
S ₁ [%]	22	23,9	24,2	4,3	15,9	32,8	23	14,2	13,5	5,5	2,5	26,3
S ₂ [%]	22	37,1	38,3	12,6	13,0	58,8	23	12,5	9,9	10,4	0,0	35,4
A ₂ [%]	22	36,1	36,8	14,1	13,8	61,8	23	69,0	71,3	10,0	48,4	81,2
S ₁ (SO ₄) [%]	22	14,2	15,8	5,1	0,0	21,9	23	8,3	7,6	4,6	1,3	24,4
S ₂ (SO ₄) [%]	22	37,1	38,3	12,5	13,0	57,5	23	12,5	9,9	10,4	0,0	35,4
(rNa + rK)/(rMg + rCa) [-]	22	0,327	0,335	0,075	0,195	0,482	23	0,193	0,179	0,072	0,083	0,358
rMg/rCa [-]	22	0,297	0,286	0,091	0,087	0,448	23	0,458	0,456	0,097	0,238	0,599
rSO ₄ /mineralizácia [-]	22	0,252	0,264	0,056	0,139	0,322	23	0,103	0,092	0,054	0,006	0,243

Na základe štatistického spracovania je zrejmé, že prevládajúce zastúpenie v podzemnej vode kryštalinika má zložka $S_2(SO_4)$ (priemerná hodnota 37,1 %), menej dosahuje zložka A_2 (priemerná hodnota 36,1 %). O vysokom zastúpení síranov v podzemnej vode svedčí aj koeficient rSO_4 /celková mineralizácia s priemernou hodnotou pomeru 0,252 a maximom až 0,322. Priemerná koncentrácia SO_4^{2-} v podzemnej vode kryštalinika je $37,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ ($HCO_3^- = 40,3 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Pre podzemnú vodu kryštalinika je charakteristická zvýšená koncentrácia SiO_2 (priemerná hodnota $24,2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a nadbytočného agresívneho CO_2 (priemerná hodnota $23,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Podzemná voda s obehom v horninovom prostredí mezozoika (predovšetkým triasové vápence a dolomity) a bazálneho paleogénu

Podzemná voda tejto skupiny vyznačujúca sa karbonátogénnou mineralizáciou sa viaže predovšetkým na dolomity stredného a vrchného triasu a mezozoické vápence triasu, jury a kriedy. Bola vymedzená na styku Handlovskej kotliny s pohorím Žiar. Nízky počet hodnotených zdrojov podzemnej vody (6) v prostredí karbonátov mezozoika v študovanom území neumožňoval zvlášť hodnotiť pestrosť rôznych typov vápencov a dolomitov vystupujúcich v oblasti. Štatisticky je samostatne vyhodnotená podzemná voda dolomitov, ktorá v oblasti dominuje. Vzhľadom na prítomnosť karbonátického materiálu je možné za podzemnú vodu s karbonátogénnou mineralizáciou považovať aj vodu s obehom v bazálnom paleogéne (3 zdroje podzemnej vody). Hlavným mineralizačným procesom podieľajúcim sa na tvorbe chemického zloženia podzemnej vody tejto skupiny je rozpúšťanie karbonátov.

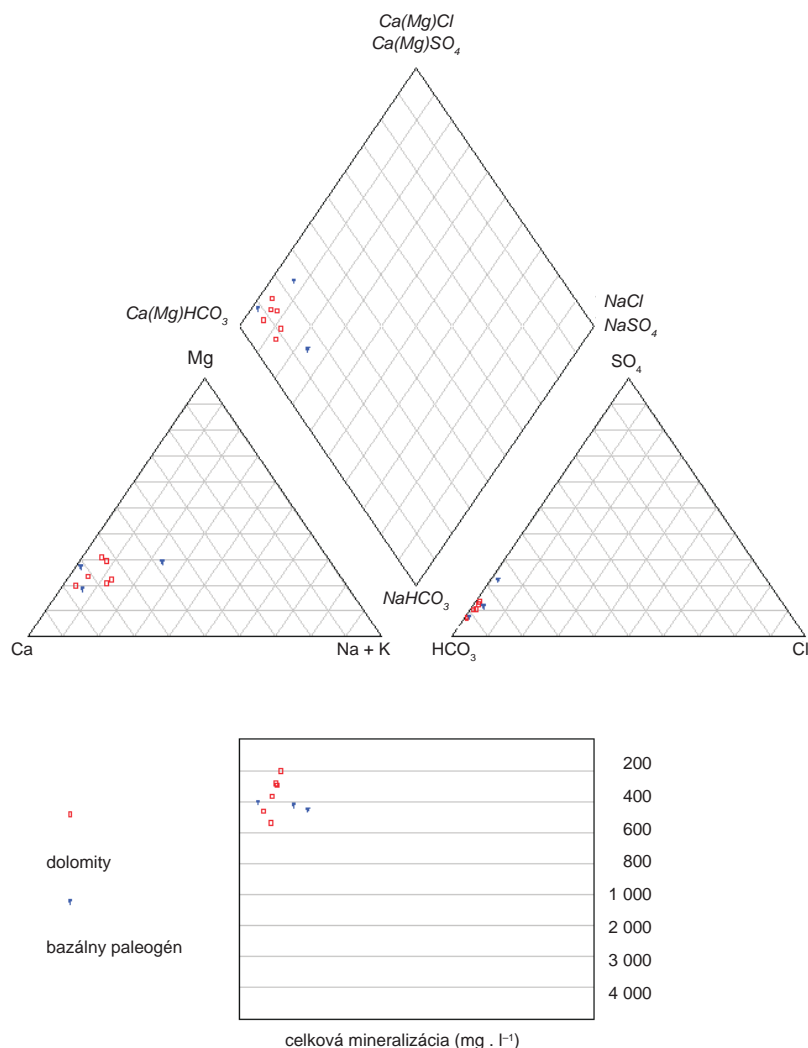
Mineralizácia podzemnej vody s obehom v **dolomitoch** sa pohybuje prevažne v rozpätí $250 - 450 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Vo všeobecnosti vodu charakterizuje prevažne A_2 základný výrazný, **Ca-Mg-HCO₃**, prípadne **Ca-HCO₃** typ chemického zloženia. Zvýšený až dominantný podiel dolomitov na tvorbe chemického zloženia podzemnej vody potvrdzuje vysoká priemerná hodnota charakterizačného koeficientu rMg/rCa , ktorá je 0,603 (medián = 0,585). Rapant et al. (1996) uvádzajú v prípade prúdenia podzemnej vody v dolomitoch koeficient $rMg/rCa > 0,7$.

Ako vedľajšia prímes je vo vápencovo-dolomitických komplexoch prakticky vždy prítomný sadrovec (menej anhydrit), ktorý vylúhovaním uvoľňuje anión SO_4^{2-} . Priemerný ob-

sah síranov v neovplyvnenej podzemnej vode dolomitov je $28,2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (medián $26,1 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Prítomnosť ílových minerálov v karbonatických horninách sa prejavuje v chemickom zložení zvýšeným obsahom alkálií ako dôsledok ionovýmienných reakcií. Vhodným charakterizačným koeficientom na posúdenie výskytu polôh ílových minerálov je pomer $r(Na + K)/r(Ca + Mg)$. V študovanom území je priemerná hodnota charakterizačného koeficientu $r(Na + K)/r(Ca + Mg)$ nízka, 0,053 (medián 0,045).

Väčšinou v nízkej koncentrácii sú v podzemnej vode s karbonátogénnou mineralizáciou zastúpené chloridy (priemerný obsah $3,17$, resp. medián $2,63 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a dusičnany (priemerný obsah $7,04$, resp. medián $6,72 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), ktorých pôvod je potrebné hľadať predovšetkým v zrážkovej vode. Majú prevažne alochtónny pôvod hlavne z morských a technogénnych solí v atmosfére. Podobne veľmi nízka je aj koncentrácia stopových prvkov. Na rozdiel od podzemnej vody so silikátogénnou mineralizáciou nie je vo vode karbonátov agresívny CO_2 .

Mineralogicko-petrografický charakter **bazálneho paleogénneho súvrstvia** je veľmi pestrý. V klastickom materiáli sedimentov sú zastúpené najmä rôzne variety karbonátov, menej kremence, rohovce, bridlice a pieskovce. Tmel je zvyčajne piesčito-karbonátový. Celková mineralizácia podzemnej vody v oblasti Handlovskej kotliny na základe výsledkov 3 vzoriek bola $176 - 422 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$



Obr. 16. Upravený Piperov diagram podzemnej vody mezozoika a bazálneho paleogénu.

Tab. 14. Základné štatistické ukazovatele vybraných analytických parametrov v podzemnej vode mezozoika a bazálneho paleogénu (n – počet vzoriek, s – smerodajná odchýlka).

	Mezozoikum – dolomity						Bazálny paleogén					
	n	priemer	medián	s	min	max	n	x	medián	s	min	max
T _{vody} [°C]	6	9,8	8,6	2,7	7,8	14,7	3	9,8	9,1	2,2	8,0	12,3
Celk. mineralizácia	6	348	329	123	188	539	3	335	406	138	176	422
pH [-]	6	7,63	7,64	0,15	7,46	7,80	3	7,64	7,64	0,16	7,48	7,80
Rozp. O ₂	6	9,4	9,3	1,5	7,5	11,3	3	9,5	10,5	2,1	7,1	11,0
ChSK _{Mn}	6	0,93	1,00	0,64	0,25	1,96	3	0,72	0,88	0,42	0,25	1,04
Na ⁺	6	3,6	3,6	1,4	1,9	5,3	3	4,4	5,6	3,1	0,9	6,8
K ⁺	6	1,47	1,30	0,86	0,70	3,14	3	1,56	1,00	1,35	0,59	3,10
Ca ²⁺	6	54,6	55,0	20,2	28,3	76,6	3	57,6	68,5	27,0	26,9	77,6
Mg ²⁺	6	19,6	17,7	9,17	9,80	36,7	3	17,0	18,5	9,36	7,05	25,6
Sr ²⁺	5	0,156	0,080	0,183	0,057	0,483	2	0,277	0,277	0,217	0,123	0,430
Fe _{celk}	6	0,032 3	0,008 5	0,057 9	0,003 5	0,150 0	3	0,043 3	0,015 0	0,058 0	0,005 0	0,110 0
Mn ²⁺	6	0,003 9	0,001 0	0,007 4	0,000 0	0,019 0	3	0,001 2	0,001 0	0,001 3	0,000 0	0,002 5
NH ₄ ⁺	6	0,021	0,025	0,009	0,003	0,025	3	0,033	0,025	0,014	0,025	0,050
F ⁻	6	0,179	0,050	0,220	0,046	0,580	3	0,233	0,050	0,318	0,050	0,600
Cl ⁻	6	3,17	2,63	1,62	1,52	5,50	3	4,00	3,32	1,95	2,48	6,20
SO ₄ ²⁻	6	28,2	26,1	9,81	15,0	43,5	3	42,9	39,2	22,9	22,1	67,4
NO ₃ ⁻	6	7,04	6,72	3,51	2,10	13,00	3	10,61	10,90	1,36	9,13	11,80
PO ₄ ³⁻	6	0,024	0,018	0,022	0,005	0,066	3	0,032	0,015	0,033	0,010	0,070
HCO ₃ ⁻	6	222	208	87,3	111	356	3	194	234	101	79,3	268
SiO ₂	6	20,7	20,2	12,4	6,24	38,2	3	21,3	15,0	19,7	5,38	43,4
Voľný CO ₂	6	20,5	7,70	24,8	4,18	66,0	3	11,4	8,80	9,52	3,52	22,0
Agresívny CO ₂	6	4,33	3,08	4,86	0,00	11,00	3	1,47	0,00	2,54	0,00	4,40
Cr	6	0,001 54	0,000 90	0,002 21	0,000 20	0,006 00	3	0,001 42	0,001 00	0,001 42	0,000 25	0,003 00
Cu	6	0,001 96	0,001 00	0,001 98	0,000 25	0,005 00	3	0,002 17	0,002 50	0,001 04	0,001 00	0,003 00
Zn	6	0,009 84	0,001 50	0,020 68	0,000 05	0,052 00	3	0,002 33	0,002 00	0,001 53	0,001 00	0,004 00
As	6	0,001 37	0,001 00	0,001 00	0,000 50	0,002 91	3	0,000 67	0,000 50	0,000 29	0,000 50	0,001 00
Cd	6	0,000 10	0,000 11	0,000 10	0,000 00	0,000 25	3	0,000 13	0,000 15	0,000 13	0,000 00	0,000 25
Se	6	0,000 59	0,000 50	0,000 36	0,000 05	0,001 00	3	0,000 67	0,000 50	0,000 29	0,000 50	0,001 00
Pb	6	0,001 26	0,001 00	0,001 02	0,000 05	0,002 50	3	0,001 17	0,000 50	0,001 15	0,000 50	0,002 50
Hg	6	0,000 17	0,000 10	0,000 15	0,000 05	0,000 36	2	0,000 08	0,000 08	0,000 04	0,000 05	0,000 10
Ba	5	0,036	0,006	0,048	0,005	0,115	3	0,045	0,031	0,049	0,005	0,100
Al	6	0,323 3	0,070 0	0,589 3	0,010 0	1,510 0	3	0,026 7	0,010 0	0,028 9	0,010 0	0,060 0
Sb	5	0,001 28	0,001 32	0,000 64	0,000 50	0,002 00	2	0,000 30	0,000 30	0,000 28	0,000 10	0,000 50
S ₁ [%]	6	5,0	4,2	2,9	1,9	8,5	3	7,4	4,8	8,0	1,0	16,4
S ₂ [%]	6	13,9	14,9	6,4	2,7	21,0	3	24,0	26,8	6,6	16,5	28,6
A ₂ [%]	6	80,7	78,4	5,3	76,4	88,5	3	68,5	68,4	14,0	54,5	82,5
S ₁ (SO ₄) [%]	6	1,1	0,0	2,4	0,0	6,0	3	2,0	0,0	3,4	0,0	6,0
S ₂ (SO ₄) [%]	6	11,5	13,4	5,0	2,7	15,5	3	20,8	25,1	10,7	8,6	28,6
(rNa + rK)/(rMg + rCa) [-]	6	0,053	0,045	0,032	0,019	0,093	3	0,085	0,050	0,098	0,010	0,195
rMg/rCa [-]	6	0,603	0,585	0,153	0,425	0,791	3	0,481	0,433	0,119	0,394	0,616
rSO ₄ /mineralizácia [-]	6	0,063	0,066	0,016	0,043	0,083	3	0,114	0,125	0,067	0,042	0,175

Poznámka: hodnoty, okrem vyznačených jednotiek, sú uvedené v mg . l⁻¹.

(medián 406 mg · l⁻¹). Podzemnú vodu charakterizuje A₂ základný výrazný a nevýrazný, Ca–Mg–HCO₃ typ chemického zloženia.

Výsledky základného štatistického spracovania sú uvedené v tab. 14. Upravený Piperov systematizačný diagram vyjadrujúci chemickú charakteristiku podzemnej vody je zobrazený na obr. 16.

Podzemná voda s obehom vo vulkanickom neogéne

Podzemná voda tejto skupiny sa vyznačuje silikátogénnou, silikátogénno-karbonátogénnou, prípadne silikátogénno-sulfidogénnou mineralizáciou. Podzemná voda **efuzívnych hornín** (prevažne andezitov) sa v oblasti vyznačuje pomerne nízkou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie, 190 mg · l⁻¹ (medián 174 mg · l⁻¹), v dôsledku pomerne vysokej odolnosti silikátových minerálov proti zvetrávaniu, ako aj krátkého kontaktu vody s horninou (plytký obeh viazaný na zónu zvetrávania a podpovrchového rozpojenia hornín). Podzemnú vodu charakterizuje A₂ základný výrazný a nevýrazný, Ca–(Mg)–HCO₃ typ chemického zloženia. Variabilitu hodnôt celkovej mineralizácie (88,4 – 289 mg · l⁻¹) podmieňujú rôzne faktory, napr. štruktúrny typ mriežky silikátového minerálu a tým jeho odolnosť proti zvetrávaniu, procesy prebiehajúce v pôdnom pokryve, dĺžka obehu podzemnej vody, prítomnosť vulkanoklastického (viac karbonatického) materiálu atď. Pri hydrolytickom rozklade silikátových minerálov neovulkanitov sa do vody uvoľňuje viac SiO₂ ako pri hydrolytickom rozklade silikátov kryštalínika (priemerná hodnota a medián v prípade efuzív je 45,1 mg · l⁻¹, resp. 41,5 mg · l⁻¹, priemerná hodnota a medián pri vulkanoklastikách je 46,8 mg · l⁻¹, resp. 49,0 mg · l⁻¹). Bázické silikáty neovulkanitov sú menej stále a navyše, vo vulkanických horninách je viac amorfného SiO₂. Výraznejšie zastúpenie Ca–SO₄ [priemerná hodnota S₂(SO₄) zložky je 12,5 %] vplyvom oxidácie pyritu sa v hodnotenej podzemnej vode nezaznamenalo (priemerná koncentrácia síranov je 19,3 mg · l⁻¹).

Podzemná voda **vulkanoklastík** sa vyznačuje vyššou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie, 335 mg · l⁻¹ (medián 271 mg · l⁻¹), predovšetkým v dôsledku prítomnosti karbonatického materiálu v podzemnej vode a kvantitatívne efektívneho procesu rozpúšťania karbonátov podieľajúceho sa na tvorbe chemického zloženia podzemnej vody. Podzemnú vodu vulkanoklastík charakterizuje A₂ základný výrazný a nevýrazný, Ca–(Mg)–HCO₃ typ chemického zloženia. Základné štatistické spracovanie podzemnej vody vulkanoklastík je uvedené v tab. 15. Základná charakteristika chemického zloženia vody oboch skupín je vyjadrená aj pomocou upraveného Piperovho systematizačného diagramu na obr. 15.

Podzemná voda s obehom v horninovom prostredí paleogénu, sedimentárneho neogénu, kvartérnych fluviálnych sedimentov riečnych terás, resp. podzemná voda prestupujúca z horninového prostredia kryštalínika a vulkanického neogénu do karbonátov mezozoika

Podzemná voda tejto skupiny vyznačujúca sa karbonátogénno-silikátogénnou mineralizáciou je charakteris-

tická pre obeh v horninovom prostredí paleogénu (flyšový a pieskovcový vývoj), sedimentárneho neogénu, kvartérnych fluviálnych sedimentov riečnych terás, resp. prestupujúca podzemná voda z horninového prostredia kryštalínika a vulkanického neogénu pre karbonáty mezozoika. Hlavnými mineralizačnými procesmi tvorby chemického zloženia tejto vody sú hydrolytický rozklad silikátov a rozpúšťanie karbonátov (podrobnejšie v predchádzajúcom texte), prípadne aj ďalšie mineralizačné procesy, akými sú oxidácia sulfidov, rozpúšťanie síranov, ionovýmenné procesy a iné.

Klastickú zložku **flyšového vývoja paleogénu** tvoria najmä kremeň, živce, sľudy a úlomky rozličných hornín. V základnej hmote dominuje ílová substancia, tmel je prevažne karbonátový. Najbežnejšou prímiesou je pyrit. Ílovce sú polyminerálne, s rôzne výraznou piesčitou, resp. vápnitou zložkou a variabilným obsahom sulfidickej a sulfátovej síry. Uvedené skutočnosti dokumentujú pestrosť faktorov pôsobiacich na tvorbu chemického zloženia tejto vody. Vzhľadom na výsledky štatistického spracovania tejto vody (tab. 16) sa ako najefektívnejší mineralizačný proces javí rozpúšťanie karbonátov. Kvantitatívny efekt mineralizačných procesov závisí predovšetkým od obsahu karbonatickej zložky a dĺžky obehu podzemnej vody. Celková mineralizácia podzemnej vody paleogénu flyšového vývoja sa pohybuje prevažne v rozpätí 450 – 800 mg · l⁻¹ s priemernou koncentráciou 695 mg · l⁻¹ (medián 668 mg · l⁻¹). Podzemnú vodu charakterizuje väčšinou A₂ základný výrazný, Ca–HCO₃, prípadne Ca–SO₄–HCO₃ typ chemického zloženia. Prítomnosť silikátových minerálov potvrdzuje vyššia priemerná koncentrácia Na⁺ = 12,5 mg · l⁻¹ (medián 9,5 mg · l⁻¹), ako aj vyššia priemerná hodnota koeficientu (rNa + rK)/(rCa + rMg) = 0,085 (medián je 0,058) v porovnaní s podzemnou vodou karbonátov mezozoika, resp. bazálneho paleogénu. Časť podzemnej vody tejto skupiny je mierne antropogénne ovplyvnená, čo indikuje zvýšená koncentrácia niektorých ukazovateľov – najmä chloridov (priemer 20,7 mg · l⁻¹, maximum 51,1 mg · l⁻¹), dusičnanov (priemer 13,6 mg · l⁻¹, maximum 51,9 mg · l⁻¹) a pravdepodobne aj síranov (priemer 105 mg · l⁻¹, maximum 368 mg · l⁻¹). Koncentrácia stopových prvkov je prakticky vo všetkých vzorkách veľmi nízka.

Paleogén s prevahou pieskovcov nad ílovcami sa vyznačuje väčším podielom piesčitej zložky v súvrství. Podobne ako v podzemnej vode flyšového vývoja je podľa výsledkov štatistického spracovania tejto vody najefektívnejším mineralizačným procesom rozpúšťanie karbonátov. Pravdepodobne väčší podiel málo reaktívnych silikátových minerálov zapríčiňuje, že celková mineralizácia tejto vody je o niečo nižšia (priemer 677 mg · l⁻¹, medián 559 mg · l⁻¹). Podzemnú vodu charakterizuje väčšinou A₂ základný výrazný a nevýrazný, Ca–HCO₃, prípadne Ca–SO₄–HCO₃ typ chemického zloženia. Prítomnosť silikátových minerálov potvrdzuje priemerná koncentrácia sodíka 14,5 mg · l⁻¹ (medián 7,0 mg · l⁻¹), ako aj vyššia priemerná hodnota koeficientu (rNa + rK)/(rCa + rMg) = 0,081 (medián je 0,053). Koncentrácia stopových prvkov je nízka.

Upravený Piperov systematizačný diagram vyjadrujúci chemickú charakteristiku podzemnej vody paleogénu je zobrazený na obr. 17.

Tab. 15. Základné štatistické ukazovatele vybraných analytických parametrov v podzemnej vode vulkanického neogénu (pyroklastiká, epiklastiká) (n – počet vzoriek, s – smerodajná odchýlka).

	Vulkanický neogén – pyroklastiká, epiklastiká					
	n	priemer	medián	s	minimum	maximum
Tvody [°C]	14	10,8	11,1	1,8	8,7	14,6
Celk. mineralizácia	14	335	271	234	90,1	1014
pH [-]	14	7,30	7,36	0,51	6,30	8,15
Rozp. O ₂	9	5,3	5,9	2,5	0,3	7,9
ChSK _{Mn}	14	1,44	1,08	0,98	0,25	3,52
Na ⁺	14	14,6	8,6	16,6	4,9	66,0
K ⁺	14	5,27	3,09	8,33	1,40	33,9
Ca ²⁺	14	41,1	34,2	32,5	10,8	131
Mg ²⁺	14	11,7	10,3	7,84	3,40	32,6
Sr ²⁺	9	0,283	0,210	0,247	0,070	0,760
Fe _{celk}	14	0,026 9	0,020 0	0,022 0	0,005 0	0,074
Mn ²⁺	14	0,034 7	0,002 5	0,076 6	0,002 5	0,252
NH ₄ ⁺	14	0,085	0,025	0,120	0,025	0,370
F ⁻	14	0,064	0,050	0,035	0,050	0,150
Cl ⁻	14	11,0	2,66	29,21	0,50	112
SO ₄ ²⁻	14	37,3	32,4	25,8	9,75	105
NO ₃ ⁻	14	3,12	2,45	3,21	0,25	9,60
PO ₄ ³⁻	14	0,159	0,145	0,127	0,005	0,380
HCO ₃ ⁻	14	162	109	122	50,0	469
SiO ₂	14	46,8	49,0	12,2	15,3	62,7
Voľný CO ₂	14	32,1	28,6	25,2	2,20	96,8
Agresívny CO ₂	14	18,6	19,2	14,8	0,00	44,0
Cr	14	0,000 52	0,000 25	0,000 37	0,000 25	0,001 00
Cu	14	0,001 39	0,001 00	0,002 18	0,000 25	0,008 80
Zn	14	0,012 43	0,008 00	0,016 63	0,000 50	0,064 00
As	14	0,001 04	0,001 00	0,000 60	0,000 50	0,002 10
Cd	14	0,000 56	0,000 25	0,001 31	0,000 15	0,005 10
Se	14	0,000 75	0,000 50	0,000 51	0,000 50	0,002 00
Pb	14	0,001 93	0,000 50	0,002 51	0,000 50	0,008 00
Hg	14	0,000 08	0,000 10	0,000 02	0,000 05	0,000 10
Ba	14	0,064	0,028	0,081	0,005	0,300
Al	14	0,308 2	0,085 0	0,564 2	0,005 0	2,070 0
Sb	14	0,000 24	0,000 10	0,000 20	0,000 10	0,000 50
S1 [%]	14	17,2	15,2	6,4	8,8	29,0
S2 [%]	14	12,0	12,5	7,5	0,0	23,3
A2 [%]	14	68,1	70,1	8,2	52,6	80,0
S1(SO ₄) [%]	14	10,8	9,2	5,5	2,5	19,6
S2(SO ₄) [%]	14	12,0	12,5	7,5	0,0	23,3
(rNa + rK)/(rMg + rCa) [-]	14	0,242	0,212	0,105	0,122	0,406
rMg/rCa [-]	14	0,542	0,446	0,361	0,345	1,78
rSO ₄ /mineralizácia [-]	14	0,112	0,108	0,040	0,042	0,199

Poznámka: hodnoty, okrem vyznačených jednotiek, sú uvedené v mg . l⁻¹.

Tab. 16. Základné štatistické ukazovatele vybraných analytických parametrov v podzemnej vode paleogénu (flyšový a pieskovecový vývoj) (n – počet vzoriek, s – smerodajná odchýlka).

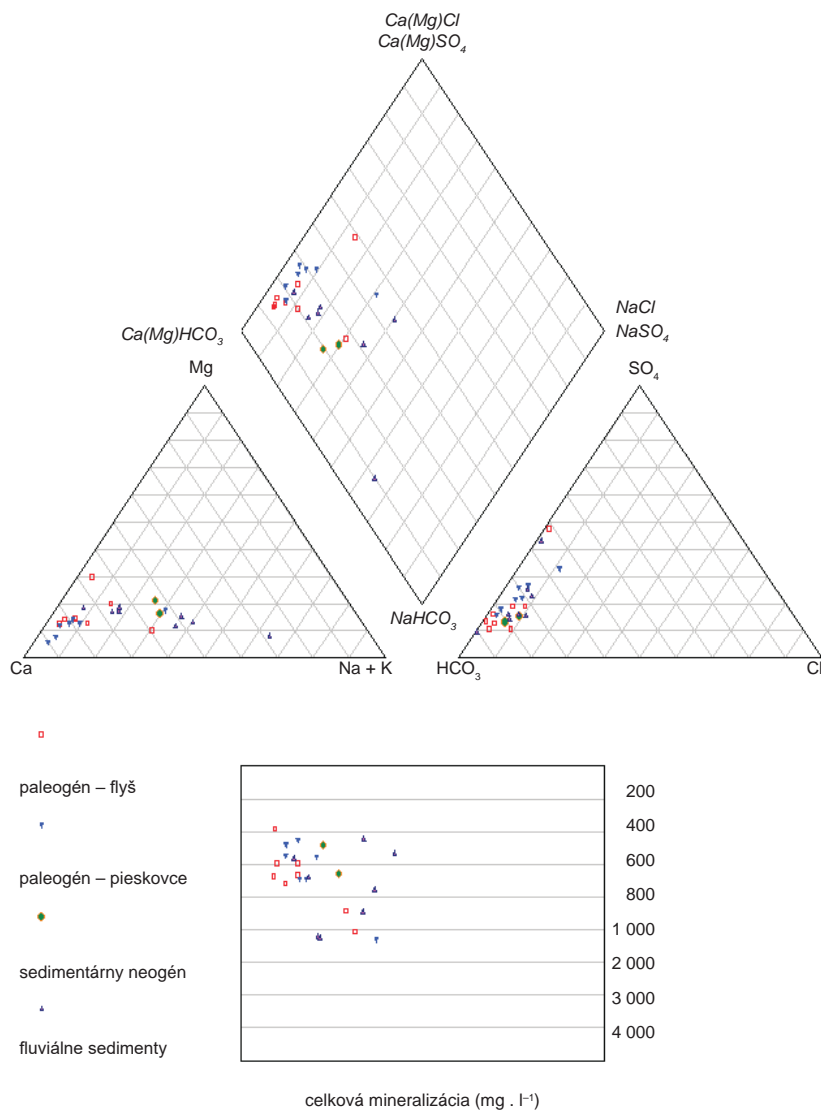
	Paleogén – flyšový vývoj						Paleogén – prevaha pieskovec nad ílovcami					
	n	x	medián	s	minimum	maximum	n	x	medián	s	minimum	maximum
T _{vody} [°C]	8	14,3	11,7	9,2	9,0	36,9	7	12,0	12,5	2,0	8,6	14,2
Celk. mineralizácia	8	695	668	206	379	1066	7	677	559	296	453	1316
pH [-]	8	7,39	7,40	0,20	7,04	7,73	7	7,52	7,56	0,22	7,12	7,82
Rozp. O ₂	8	5,4	4,5	3,3	0,5	10,2	7	3,9	3,5	2,5	0,8	7,9
ChSK _{Mn}	8	0,98	1,00	0,46	0,25	1,60	7	1,33	1,20	0,75	0,64	2,88
Na ⁺	8	12,5	9,5	9,7	2,8	28,0	7	14,5	7,0	18,9	4,4	57,0
K ⁺	8	8,20	1,55	15,80	0,80	46,8	7	8,66	1,30	19,8	0,70	53,5
Ca ²⁺	8	121	124	31,4	55,1	164	7	127,6	114	34,6	93,0	187
Mg ²⁺	8	25,4	23,4	9,89	17,8	49,1	7	21,5	16,3	18,4	8,51	62,0
Sr ²⁺	8	0,781	0,500	0,991	0,066	3,200	7	0,571	0,460	0,355	0,290	1,310
Fe _{celk}	8	1,53	0,015	4,27	0,005	12,1	7	0,015	0,005	0,017	0,005	0,040
Mn ²⁺	8	0,032	0,002 5	0,049	0,001	0,137	7	0,026	0,002 5	0,059	0,002 5	0,160
NH ₄ ⁺	8	0,022	0,025	0,008	0,003	0,025	7	0,025	0,025	0,000	0,025	0,025
F ⁻	8	0,154	0,050	0,239	0,043	0,730	7	0,067	0,050	0,045	0,050	0,170
Cl ⁻	8	20,7	15,3	16,9	1,95	51,1	7	30,7	19,0	34,1	9,75	106
SO ₄ ²⁻	8	105	66,9	109	39,9	368	7	117	97,2	84,0	55,6	300
NO ₃ ⁻	8	13,6	9,40	17,0	0,25	51,9	7	23,9	29,4	11,9	9,40	35,4
PO ₄ ³⁻	8	0,053	0,005	0,113	0,005	0,330	7	0,014	0,005	0,015	0,005	0,040
HCO ₃ ⁻	8	371	383	63,7	250	435	7	326	319	91,7	238	513
SiO ₂	8	17,3	16,3	3,73	14,0	25,8	7	17,0	16,4	2,39	14,5	21,3
Voľný CO ₂	8	47,6	49,5	23,7	8,80	74,8	7	40,9	30,8	32,0	17,6	112
Agresívny CO ₂	8	1,17	0,00	3,09	0,00	8,80	7	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	8	0,000 35	0,000 25	0,000 29	0,000 05	0,001 00	7	0,000 25	0,000 25	0,000 00	0,000 25	0,000 25
Cu	8	0,000 86	0,000 90	0,000 40	0,000 20	0,001 50	7	0,001 24	0,001 40	0,000 60	0,000 25	0,002 20
Zn	8	0,016 13	0,004 00	0,030 56	0,000 05	0,090 00	7	0,065 57	0,019 00	0,111 93	0,002 00	0,313 00
As	8	0,001 22	0,000 50	0,001 57	0,000 50	0,005 00	7	0,000 50	0,000 50	0,000 00	0,000 50	0,000 50
Cd	8	0,000 29	0,000 25	0,000 21	0,000 11	0,000 80	7	0,000 29	0,000 25	0,000 09	0,000 25	0,000 50
Se	8	0,000 58	0,000 50	0,000 21	0,000 50	0,001 10	7	0,000 83	0,000 50	0,000 57	0,000 50	0,001 80
Pb	8	0,000 81	0,000 50	0,000 70	0,000 50	0,002 50	7	0,000 50	0,000 50	0,000 00	0,000 50	0,000 50
Hg	8	0,000 13	0,000 10	0,000 10	0,000 05	0,000 36	7	0,000 10	0,000 10	0,000 00	0,000 10	0,000 10
Ba	7	0,079	0,100	0,073	0,005	0,200	7	0,119	0,100	0,117	0,005	0,300
Al	8	0,156 6	0,010 0	0,355 4	0,002 4	1,030 0	7	0,066 4	0,020 0	0,079 7	0,005 0	0,220 0
Sb	8	0,000 24	0,000 10	0,000 22	0,000 10	0,000 64	7	0,000 11	0,000 10	0,000 04	0,000 10	0,000 20
S ₁ [%]	8	7,4	5,4	5,9	2,9	20,5	7	7,1	5,1	6,3	3,1	21,1
S ₂ [%]	8	22,6	19,6	9,9	15,8	45,1	7	30,6	32,8	6,3	19,7	36,1
A ₂ [%]	8	69,4	73,8	13,5	41,8	81,3	7	62,1	60,5	9,7	46,1	74,8
S ₁ (SO ₄) [%]	8	1,5	0,4	2,7	0,0	7,7	7	0,2	0,0	0,6	0,0	1,5
S ₂ (SO ₄) [%]	8	19,7	16,0	10,7	12,0	45,1	7	25,0	23,6	4,9	18,3	32,8
(rNa + rK)/(rMg + rCa) [-]	8	0,085	0,058	0,076	0,030	0,258	7	0,081	0,054	0,083	0,032	0,267
rMg/rCa [-]	8	0,367	0,296	0,168	0,243	0,739	7	0,262	0,253	0,143	0,103	0,548
rSO ₄ /mineralizácia [-]	8	0,107	0,091	0,067	0,060	0,267	7	0,127	0,119	0,026	0,091	0,171

Poznámka: hodnoty, okrem vyznačených jednotiek, sú uvedené v mg · l⁻¹.

Chemické zloženie podzemnej vody **fluviálnych piesčito-štrkovitých sedimentov** (aluviálne náplavy Nitry, Handlovky a ich najvýznamnejších prítokov) je zvyčajne výsledkom pôsobenia veľkého počtu primárnych a sekundárnych činiteľov, v dôsledku čoho má podzemná voda variabilné chemické zloženie. Výsledky štatistického spracovania (tab. 17) naznačujú, že podzemná voda fluviálnych náplavov má rôzne výrazný karbonatický charakter. Svedčia o tom vysoké hodnoty celkovej mineralizácie (priemer 785 mg · l⁻¹, medián 715 mg · l⁻¹) s dominantným mineralizačným procesom rozpúšťania karbonátov. Podzemná voda sa vyznačuje **A₂ základným výrazným a nevýrazným, Ca-(Na)-(Mg)-HCO₃ typom** chemického zloženia. Okrem kvantitatívne dominantného rozpúšťania karbonátov pri formovaní chemického zloženia tejto vody je možné predpokladať aj ďalšie procesy – hydrolytický rozklad silikátov, rozpúšťanie síranov, oxidáciu sulfidov a v neposlednom rade aj antropogénny vplyv. Nasvedčuje tomu pestrejšie chemické zloženie vody. Zistili sa pomerne vysoké hodnoty sodíka (priemer 45,4 mg · l⁻¹, maximum 106 mg · l⁻¹), draslíka (priemer 7,84 mg · l⁻¹, maximum 22,4 mg · l⁻¹), chloridov (priemer 37,1 mg · l⁻¹, maximum 95,0 mg · l⁻¹), dusičnanov (priemer 23,3 mg · l⁻¹, maximum 56,5 mg · l⁻¹) a síranov (priemer 99,9 mg · l⁻¹, maximum 143 mg · l⁻¹). Chemická charakteristika podzemnej vody je prezentovaná na obr. 17 pomocou upraveného Piperovho systematizačného diagramu.

Sedimentárny neogén sa vo všeobecnosti vyznačuje pestrým mineralogicko-petrografickým zložením a variabilným chemickým zložením vody. V oblasti Handlovskej kotliny však k tomuto prostrediu boli priradené len 2 vzorky, preto nie je možná detailnejšia charakteristika vody s obehom v tomto prostredí. Zistili sa hodnoty celkovej mineralizácie 487, resp. 658 mg · l⁻¹ a dominantný **A₂ základný výrazný, Ca-Mg-(K)-(Na)-HCO₃** typ chemického zloženia. Chemická charakteristika podzemnej vody je prezentovaná na obr. 17 pomocou upraveného Piperovho systematizačného diagramu.

Osobitnú skupinu podzemnej vody v oblasti tvorí **podzemná voda prestupujúca** z kryštalinika, resp. vulkanického neogénu do karbonátov mezozoika (prípadne paleogénu). Voda pochádzajúca z kryštalinika, resp. vulkanického neogénu sa na styku s mezozoickými súvrstviami (prípadne paleogénom) zvyčajne metamorfuje. Základnou črtou tejto metamorfózy je zvýšenie obsahu Ca-HCO₃, resp. Ca-Mg-HCO₃ zložky ako vplyv energetického účin-



Obr. 17. Upravený Piperov diagram podzemnej vody paleogénu, sedimentárneho neogénu a kvartérnych fluviálnych sedimentov.

ku obvykle vysoko agresívnej a nenasýtenej vody kryštalinika (vulkanického neogénu) na kalcit, resp. dolomit. S týmto javom súvisí aj zvýšenie celkovej mineralizácie. Intenzita rozpúšťania karbonátov je v počiatočnom štádiu styku vysoká, postupne klesá, až sa nakoniec ustáli rovnovážny stav, obdobný ako pri infiltrácii zrážkovej vody do vápencovo-dolomitických komplexov. Mierou dosiahnutia tejto rovnováhy je eliminácia agresívneho CO₂. Obsah ostatných komponentov sa mení iba nepatrne, hlavne v závislosti od lokálnych podmienok. Prestupujúca podzemná voda nie je v území štatisticky vyhodnotená zvlášť, pretože jej jednoznačná dokumentácia vyžaduje detailnejší výskum realizovaný v podrobnejšej mierke.

Podzemná voda s obehom vo fluviálnych sedimentoch údolných nív

Podzemná voda tejto skupiny sa vyznačuje fluvio-génnou (potamogénnou) mineralizáciou. Vo fluviálnych sedimentoch údolných nív má formovanie chemického zloženia podzemnej vody svoje špecifiká. Jej kvantita

Tab. 17. Základné štatistické ukazovatele vybraných analytických parametrov v podzemnej vode sedimentárneho neogénu a fluvialných sedimentov (n – počet vzoriek, s – smerodajná odchýlka).

	Fluviálny kvartér						Sedimentárny neogén					
	n	x	medián	s	minimum	maximum	n	x	medián	s	minimum	maximum
Tvody (°C)	8	12,3	11,6	2,7	9,3	18,0	2	12,0	12,0	4,2	9,0	15,0
Celk. mineralizácia	8	785	715	297	444	1219	2	573	573	120	487	658
pH [-]	8	7,44	7,38	0,46	6,95	8,43	2	7,34	7,34	0,05	7,30	7,37
Rozp. O ₂	8	4,3	3,4	2,4	2,1	9,1	2	3,3	3,3	0,1	3,2	3,4
ChSK _{Mn}	8	2,83	1,98	2,44	0,68	8,32	2	4,00	4,00	2,72	2,08	5,92
Na ⁺	8	45,4	45,1	32,9	8,1	106	2	17,6	17,6	6,3	13,1	22,0
K ⁺	8	7,84	6,50	6,28	2,10	22,4	2	22,25	22,25	6,72	17,50	27,0
Ca ²⁺	8	109	105	55,7	50,8	190	2	75,2	75,2	19,6	61,3	89,0
Mg ²⁺	8	29,4	26,5	15,2	15,0	55,5	2	25,7	25,7	1,55	24,6	26,8
Sr ²⁺	8	0,477	0,485	0,175	0,200	0,731	2	0,350	0,350	0,071	0,300	0,400
Fe _{celk}	8	0,285	0,016	0,750	0,005	2,14	2	0,087	0,087	0,080	0,030	0,143
Mn ²⁺	8	0,121	0,017	0,275	0,002 5	0,799	2	0,008	0,008	0,007	0,002 5	0,013
NH ⁴⁺	8	0,310	0,025	0,776	0,025	2,23	2	0,025	0,025	0,000	0,025	0,025
F ⁻	8	0,281	0,160	0,324	0,050	0,950	2	0,150	0,150	0,141	0,050	0,250
Cl ⁻	8	37,1	26,4	33,3	2,69	95,0	2	31,9	31,9	14,3	21,8	42,0
SO ₄ ²⁻	8	99,9	101	40,4	56,0	143	2	56,6	56,6	19,2	43,0	70,2
NO ₃ ⁻	8	23,3	25,0	18,8	0,50	56,5	2	0,43	0,43	0,25	0,25	0,60
PO ₄ ³⁻	8	0,157	0,065	0,275	0,005	0,820	2	0,650	0,650	0,071	0,600	0,700
HCO ₃ ⁻	8	398	377	180	179	641	2	306	306	53,5	268	344
SiO ₂	8	24,5	25,0	9,47	12,0	33,7	2	28,5	28,5	0,60	28,1	28,9
Voľný CO ₂	8	44,6	33,0	40,4	0,00	110	2	35,2	35,2	0,00	35,2	35,2
Agresívny CO ₂	8	0,85	0,00	1,98	0,00	5,72	2	9,68	9,68	13,69	0,00	19,36
Cr	8	0,000 79	0,000 95	0,000 40	0,000 25	0,001 20	2	0,000 43	0,000 43	0,000 25	0,000 25	0,000 60
Cu	8	0,001 01	0,001 00	0,000 43	0,000 25	0,001 80	2	0,000 48	0,000 48	0,000 32	0,000 25	0,000 70
Zn	8	0,326 63	0,082 50	0,649 06	0,003 00	1,903 00	2	0,197 50	0,197 50	0,275 06	0,003 00	0,392 00
As	8	0,001 21	0,000 80	0,000 92	0,000 50	0,003 00	2	0,002 10	0,002 10	0,001 27	0,001 20	0,003 00
Cd	8	0,000 28	0,000 25	0,000 18	0,000 15	0,000 70	2	0,000 25	0,000 25	0,000 00	0,000 25	0,000 25
Se	8	0,000 50	0,000 50	0,000 00	0,000 50	0,000 50	2	0,000 50	0,000 50	0,000 00	0,000 50	0,000 50
Pb	8	0,001 31	0,001 00	0,000 88	0,000 50	0,002 50	2	0,000 75	0,000 75	0,000 35	0,000 50	0,001 00
Hg	8	0,000 10	0,000 10	0,000 05	0,000 05	0,000 20	2	0,000 10	0,000 10	0,000 00	0,000 10	0,000 10
Ba	8	0,072	0,080	0,038	0,005	0,120	2	0,125	0,125	0,106	0,050	0,200
Al	8	0,035 0	0,015 0	0,042 3	0,005 0	0,120 0	2	0,052 5	0,052 5	0,067 2	0,005 0	0,100 0
Sb	8	0,000 24	0,000 15	0,000 18	0,000 10	0,000 50	2	0,000 30	0,000 30	0,000 28	0,000 10	0,000 50
S1 [%]	8	18,1	14,0	9,6	5,4	32,4	2	18,2	18,2	2,3	16,6	19,8
S2 [%]	8	17,5	20,6	8,3	0,0	25,7	2	10,8	10,8	2,2	9,2	12,4
A2 [%]	8	58,8	61,1	8,8	42,5	68,8	2	70,7	70,7	4,5	67,6	73,9
S1(SO ₄) [%]	8	7,6	3,1	10,2	0,0	28,8	2	5,8	5,8	0,5	5,4	6,1
S2(SO ₄) [%]	8	14,6	16,5	6,4	0,0	20,3	2	10,8	10,8	2,2	9,2	12,4
(rNa + rK)/(rMg + rCa) [-]	8	0,382	0,242	0,412	0,057	1,331	2	0,224	0,224	0,034	0,200	0,248
rMg/rCa [-]	8	0,452	0,452	0,048	0,378	0,523	2	0,578	0,578	0,116	0,496	0,660
rSO ₄ /mineralizácia [-]	8	0,110	0,090	0,050	0,065	0,220	2	0,081	0,081	0,010	0,074	0,088

Poznámka: hodnoty, okrem vyznačených jednotiek, sú uvedené v mg · l⁻¹.

a kvalita závisí nielen od zloženia a zrnitosti horninového prostredia a času zdržania v ňom, ale aj od množstva a kvality infiltrujúcej vody predovšetkým významnejších vodných tokov (najmä Handlovka a Nitra). Podzemná voda má variabilné chemické zloženie a vyznačuje sa *A₂ základným výrazným a nevýrazným, Ca–(Na)–(Mg)–HCO₃ typom* chemického zloženia s hodnotami celkovej mineralizácie okolo 500 – 900 mg . l⁻¹.

Kvalitatívne vlastnosti podzemnej vody

Prírodný charakter prostredia obehu podzemnej vody podmieňuje vo všeobecnosti jej veľmi dobré kvalitatívne charakteristiky. V zmysle požiadaviek na vodu určenú na ľudskú spotrebu (v zmysle nariadenia vlády č. 496/2010) sa z negatívneho vplyvu horninového prostredia v študovanom území najvýraznejšie prejavuje nízka geochemická aktivita hornín kryštalinika, resp. vulkanického neogénu, ktorej dôsledkom je nedosýtenie a agresívne vlastnosti podzemnej vody. Ide o vodu s nízkymi hodnotami celkovej mineralizácie a nedostatočnou tvrdosťou vyjadrenou sumou obsahu iónov Ca²⁺ a Mg²⁺ (sledovaná prakticky v polovici zdrojov podzemnej vody – tab. 18). Mobilizácia toxických prvkov, prípadne iných polutantov z horninového prostredia do podzemnej vody vo zvýšenom obsahu nebola zaznamenaná.

V 6, resp. 18 zdrojoch podzemnej vody bola zdokumentovaná nadlimitná koncentrácia železa a mangánu (tab. 18) a v takmer tretine vzoriek sa zistila zvýšená koncentrácia nefiltrovaného hliníka (v prípade filtrovaných vzoriek sa však zistil podstatne nižší obsah, čím sa potvrdila pravdepodobnosť prítomnosti hliníka v koloidnej, resp. nerozpustnej forme). Negatívne ovplyvnenie kvality podzemnej vody v dôsledku antropogénnych činiteľov lokálne indikuje zvýšená koncentrácia NO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, hodnoty však

vo väčšine prípadov neprekročili limitnú koncentráciu pre vodu určenú na ľudskú spotrebu.

Chemické zloženie obvyčajnej podzemnej vody vrtu ČH-1 Malá Čausa

Vzorky vody na fyzikálno-chemický rozbor podzemnej vody vrtu ČH-1 boli odobrané 5-krát – na začiatku čerpania (1. 10. 2008), na konci čerpania (28. 10. 2008) a následne v rokoch 2009 a 2010. Na začiatku čerpacej skúšky bola podzemná voda mierne sfarbená od Fe, v ostatných odberoch boli vzorky bez farby, zákalu a sedimentu.

Teplota vody sa pohybovala od 10,0 do 12,2 °C, hodnoty celkovej mineralizácie od 640 do 790 mg . l⁻¹ a hodnoty pH v mierne zásaditej oblasti (7,61 až 7,8).

Na základe výsledkov chemických rozborov je zrejмый prechodný A₁–A₂, Na–Ca–HCO₃ typ chemického zloženia (v zmysle klasifikácie Gazdu, 1974). Ide o podzemnú vodu s hydrosilikátogénnou mineralizáciou, geneticky viazanú na prostredie paleogénnych sedimentov (flyš s lavicami pieskocov – pieskocové vrstvy bielopotockého typu a zuberecké súvrstvie). Podiel ostatných základných katiónov a aniónov (K⁺, Mg²⁺, NO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻) je nízky.

Geneticky (v zmysle klasifikácie Gazdu, 1974) ide o podzemnú vodu pôvodne s karbonátogénnou, prípadne silikátogénno-karbonátogénnou mineralizáciou (A₂, Ca–HCO₃ typ chemického zloženia), pričom po jej prestupe do hlbších horizontov paleogénu chemické zloženie ovplyvňujú ionovýmienné procesy a zvyšuje sa podiel zložky Na⁺ v podzemnej vode (A₁, Na–HCO₃ typ chemického zloženia – hydrosilikátogénna mineralizácia). Ionovýmienné procesy v podzemnej vode hlbšieho obehu sú v sedimentárno-vulkanickej výplni Handlovskej kotliny typické. Intenzívny priebeh ionovýmienných procesov je umožnený prítomnosťou polôh s prevahou katiónov sodíka vo výmenných procesoch.

Tab. 18. Počet a percentuálny podiel prekročenia kvalitatívnych parametrov v sledovaných zdrojoch podzemnej vody v zmysle nariadenia vlády SR č. 496/2010.

Parameter	Medzná/najvyššia medzná hodnota	Vzorky nespĺňajúce kritériá NV SR č. 496/2010		Parameter	Medzná/najvyššia medzná hodnota	Vzorky nespĺňajúce kritériá NV SR č. 496/2010	
		počet	%			počet	%
Hliník (nefiltrovaný)	0,2	30	31,6	Selén	0,01	0	0
Hliník (filtrovaný)	0,2	2	3,2	Chloridy	250	0	0
Arzén	0,01	0	0	Fluoridy	1,5	0	0
Bárium	1	0	0	Železo	0,2	6	6,25
Kadmium	0,005	1	1	Mangán	0,05	18	18,7
Chróm	0,05	0	0	Fosforečnany	1	0	0
Meď	0,5	0	0	Sírany	250	2	2,08
Ortuť	0,001	0	0	Zinok	3	0	0
Amónne ióny	0,5	2	2,1	Tvrdosť vody (mmol . l ⁻¹)*	1,1 až 5	49	51
Dusitany	0,5	1	3,6	ChSK _{Mn}	3	14	14,6
Dusičnany	50	3	3,1	Horčík	125	0	0
Nikel	0,02	0	0	O ₂ (%)*	> 50	25	29,8
Antimón	0,005	0	0	pH* [-]	6,5 – 9,5	6	6,25
Olovo	0,01	1	1	Mineralizácia	1 000	5	5,21

Poznámka: hodnoty, okrem vyznačených jednotiek, sú uvedené v mg . l⁻¹, * odporúčané hodnoty.

Vo väčšine prípadov zvýšený obsah železa (maximum 3,87 mg · l⁻¹), mangánu (maximum 0,106 mg · l⁻¹) a amónnych iónov (maximum 2,89 mg · l⁻¹) naznačuje, že obeh podzemnej vody sa uskutočňuje v redukčných podmienkach.

Obsah analyzovaných stopových prvkov je vo väčšine prípadov nízky, pod hranicou medze stanovenia príslušnej analytickej metódy.

Z nameraných údajov sa potvrdila vysoká stabilita chemického zloženia podzemnej vody z vrtu ČH-1, čo dokazujú hodnoty základných analyzovaných ukazovateľov uvedených v tab. 19, ako aj upravený Piperov systematizačný diagram na obr. 18.

Na vzorke odobranej na konci čerpacej skúšky sa realizovali aj stanovenia mikrobiologických a organických ukazovateľov. Voda z vrtu ČH-1 sa vyznačovala mikrobiálnym oživením v ukazovateľoch kultivovateľné mikroorganizmy pri 22 °C (170 KTJ/1 ml), kultivovateľné mikroorganizmy pri 36 °C (57 KTJ/1 ml) a enterokoky (16 KTJ/100 ml). Voda neobsahuje nijaké špecifické organické látky, takmer všetky stanovené hodnoty boli nižšie ako medza stanovenia príslušnej analytickej metódy.

Chemické zloženie geotermálnej podzemnej vody vrtu RH-1 Handlová

Vzorky vody na fyzikálno-chemický rozbor podzemnej vody geotermálneho vrtu RH-1 boli odobrané počas čerpacej skúšky v dňoch 5. 3. 2010, 12. 3. 2010 a 17. 3. 2010. Odoberaná podzemná voda mala vo všetkých prípadoch slabý zápach a bola bez zákalu, farby a sedimentu.

V podzemnej vode sa zistila jej stabilná teplota (medzi 36,6 až 36,9 °C), prakticky neutrálna reakcia (pH 6,9 – 7,04) a stabilná celková mineralizácia (1 066 až 1 073 mg · l⁻¹). Na základe výsledkov chemického rozboru sa zistil S₂(SO₄) – A₂ prechodný, Ca–Mg–HCO₃–SO₄ typ chemického zloženia. To znamená, že z chemických ukazovateľov výrazne prevládajú Ca²⁺ (165 mg · l⁻¹), HCO₃⁻ (378 – 398 mg · l⁻¹) a SO₄²⁻ (368 – 386 mg · l⁻¹). Obsah ďalších základných zložiek je výrazne nižší, Na⁺ od 20,0 do 30,7 mg · l⁻¹, Mg²⁺ od 46,6 do 49,3 mg · l⁻¹ a Cl⁻ od 11,0 do 24,1 mg · l⁻¹.

Podzemná voda sa vyznačuje karbonátogenno-sulfátogennou mineralizáciou, geneticke viazanou na prostredie stredotriasových karbonátov mezozoika (hronikum a fatrikum) a spodnotriasových sadrovcov verfénu. Podiel rMg/rCa (priemer 0,48) naznačuje, že obeh sa uskutočňuje v zmiešanom vápencovo-dolomitickom prostredí, hoci v tomto genetickom type vody koeficient rMg/rCa úplne neodráža charakter karbonátového prostredia obehu, lebo je narušaný mobilizáciou vápnika pri rozpúšťaní evaporitov.

Mierne zvýšený obsah chloridov (11,0 až 24,1 mg · l⁻¹) prírodného pôvodu indikuje pravdepodobne nevýznamné miešanie primárnej vody s podzemnou vodou nadložných terciérnych sedimentov obsahujúcou soli morského

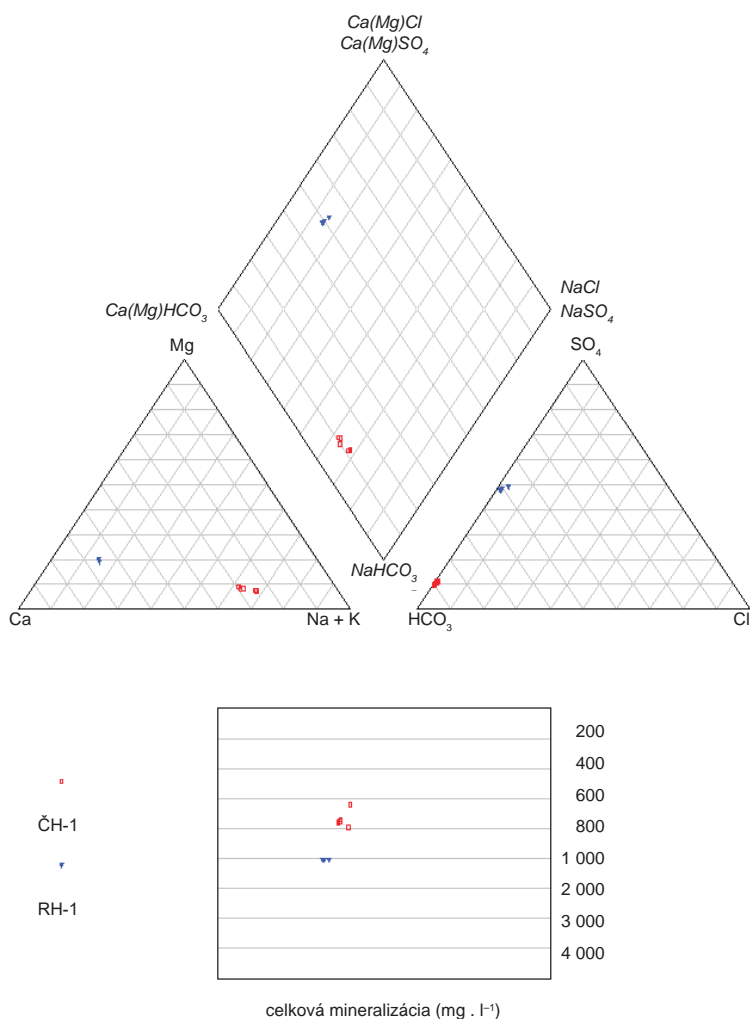
pôvodu. V budúcnosti by bolo zaujímavé podložiť toto konštatovanie detailnejšou geochemickou analýzou.

Zvýšený obsah železa (2,45 – 12,1 mg · l⁻¹) a mangánu (0,054 – 0,137 mg · l⁻¹) indikuje obeh podzemnej vody v redukčných podmienkach. Obsah analyzovaných stopových prvkov je vo väčšine prípadov nízky, pod hranicou medze stanovenia príslušnej analytickej metódy.

Z nameraných údajov sa potvrdila vysoká stabilita chemického zloženia podzemnej vody z vrtu RH-1, čo dokazujú hodnoty analyzovaných ukazovateľov, ako aj upravený Piperov systematizačný diagram na obr. 18.

Na vzorke odobranej 16. 3. 2010 sa realizovali aj stanovenia mikrobiologických a organických ukazovateľov. Voda z vrtu RH-1 sa vyznačovala miernym mikrobiálnym oživením v ukazovateľoch kultivovateľné mikroorganizmy pri 22 °C (38 KTJ/1 ml), kultivovateľné mikroorganizmy pri 36 °C (93 KTJ/1 ml), koliformné baktérie (3 KTJ/100 ml), *Escherichia coli* (1 KTJ/100 ml) a abiosestón (40 %). Voda neobsahuje nijaké špecifické organické látky, všetky stanovené hodnoty boli nižšie ako medza stanovenia príslušnej analytickej metódy.

V zmysle vyhlášky Ministerstva zdravotníctva Slovenskej republiky č. 100/2006, ktorou sa ustanovujú požiadavky na prírodnú liečivú vodu a prírodnú minerálnu vodu, je možné prírodnú minerálnu vodu vrtu RH-1 charakterizovať



Obr. 18. Upravený Piperov diagram podzemnej vody vrtov ČH-1 a RH-1.

ako neutrálnu (podľa hodnoty pH), stredne mineralizovanú, s prevládajúcim Ca-HCO₃-SO₄ chemickým zložením, so zvýšeným obsahom železa (viac ako 1 mg · l⁻¹) a síranov (viac ako 200 mg · l⁻¹), nízko termálnu.

Tab. 19. Výsledky fyzikálno-chemických rozborov podzemnej vody vrtoŤ ČH-1 a RH-1 [hodnoty, okrem uvedených jednotiek, sú v mg · l⁻¹].

Dátum odberu	ČH-1			RH-1		
	1. 10. 2008	28. 10. 2008	15. 7. 2010	5. 3. 2010	12. 3. 2010	17. 3. 2010
Výdatnosť [l · s ⁻¹]	na začiatku čerpania	na konci čerpania	0,09	počas čerpania	počas čerpania	počas čerpania
Teplota vody [°C]	10,5	12,2	10,6	36,6	36,6	36,9
Teplota vzduchu [°C]	11,5	14	32	3,4	4,4	5,2
pH [-]	7,61	7,72	7,67	6,9	6,98	7,04
O ₂	1,24	8,72	2,9	0,5		
Vodivosť [μS · cm ⁻¹]	972	833	788	1 150	1 130	1 120
Celková mineralizácia	640	739	753	1 069	1 073	1 066
Tvrdosť vody Ca + Mg [mmol · l ⁻¹]	1,459	1,736	1,887	6,04	6,151	6,118
ChSK _{Mn}	2,24	0,91	< 0,5	0,6	1,03	< 0,5
SiO ₂	14,8	1,86	17,4	17,7	18,8	18,4
Voľný CO ₂	33	8,8	0	11	61,6	70,4
Agresívny CO ₂	70,4		< 1,1	< 1,1	< 1,1	< 1,1
Li ⁺	0,06		0,06	0,04	0,05	0,06
Na ⁺	105	100	114	30,7	29,1	28
K ⁺	3,47		2,51	7,55	7,72	7,68
NH ₄ ⁺	2,89	2,23	1,83	0,2	0,06	< 0,05
Ca ²⁺	39,1	47,4	50,9	165	165	164
Mg ²⁺	11,7	13,4	15	46,6	49,3	49,1
Ba ²⁺	0,08		0,068	0,03	0,03	0,02
Sr ²⁺	0,573		0,627	3,25	3,15	3,2
Mn	0,106	0,034	0,075	0,054	0,096	0,137
Fe _{celk}	3,87	0,094	< 0,007	2,45	7,08	12,1
Al ³⁺	0,05	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,13	< 0,02
Cl ⁻	3,51	2,59	2,22	24,1	13,6	11
F ⁻	0,61	0,3	0,29	0,81	0,67	0,73
NO ₂ ⁻	< 0,01	0,05	0,01	0,01	< 0,01	< 0,01
NO ₃ ⁻		< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
SO ₄ ²⁻	50	62,2	52,4	386	377	368
HCO ₃ ⁻	400	509	488	378	395	398
PO ₄ ³⁻	< 0,03		< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03
Cr	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002
Cu	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002
Zn	0,008	0,007	0,011	0,007	0,007	0,005
As	< 0,001	< 0,001	< 0,001	0,007	0,005	0,005
Cd	< 0,000 3	< 0,000 3	< 0,000 3	< 0,000 3	< 0,000 3	< 0,000 3
Se	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001
Pb	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005
Hg	< 0,000 1	< 0,000 1	0,000 3	0,002	< 0,000 1	< 0,000 1
Sb	0,002	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001	< 0,001
S ₁ [%]	15,2	14,2	12,8	11,2	10,4	10,1
S ₂ [%]	0	0	0	47,4	45,6	45,1
A ₁ [%]	45,9	42,1	44,8	0	0	0
A ₂ [%]	37,1	43,6	42,5	40,8	42,0	41,8
S ₁ [SO ₄] [%]	13,5	13,3	11,9	6,38	7,61	7,65
S ₂ [SO ₄] [%]	0	0	0	47,4	45,6	45,1
rNa + rK/rMg + rCa [-]	1,60	0	1,33	0,127	0,119	0,116
rMg/rCa [-]	0,49	0,45	0,486	0,466	0,493	0,494
rSO ₄ /M [-]	0,067	0,07	0,060	0,280	0,272	0,267

Environmentálne izotopy v podzemnej vode

Pretože izotopové zloženie prírodnej vody, a teda ani zrážok, nie je sledované v rámci celoštátneho monitoringu, v rámci projektu sa meralo aj izotopové zloženie vody vstupujúcej do hydrologického cyklu. Izotopové zloženie kyslíka a vodíka sa meralo v priemerných kumulovaných mesačných zrážkach zo zrážkomernej stanice na letisku v Prievidzi v období november 2008 až október 2009.

Izotopové zloženie vody a v nej rozpustených zložiek sa sledovalo vo vybraných zdrojoch podzemnej vody tak, aby boli charakterizované hlavné zvodnenca v sledovanej oblasti aj z tohto hľadiska. Zo zachytených a využívaných zdrojov Tepličky (tatrikum), prameňa v Ráztočne (fatrikum), Bralského tunela (neovulkanity) a upraveného prameňa Volova riť pri Remate (hronikum a neovulkanity?)

sa odoberali vzorky na izotopové zloženie kyslíka a vodíka vody, a to tak, aby boli zastihnuté prípadné rôzne fázy obehu. Izotopové zloženie síranu sa sledovalo raz. Okrem prameňov sa sledovalo aj izotopové zloženie vody v oboch realizovaných vrtoch, a to vo vrte ČH-1 pri Malej Čause (sedimentárny neogén) a geotermálnom vrte RH-1 (hronikum?) v Handlovej. Vo vrte RH-1 bola stanovená aj aktivita rádioaktívneho izotopu uhlíka, vo vybraných zdrojoch aj merná aktivita trícia. Získané výsledky sú zhrnuté v tab. 20 a 21. Pri interpretácii boli využité vybrané údaje z paralelne prebiehajúcich projektov (Bajtoš et al., 2011; Marcin et al., 2011) aj starších výskumov (Fendek et al., 2004) (tab. 22). Výsledky dovtedajších výskumov (Franko et al., 1993; Jezný et al., 1995; Michalko a Fendek, 2001) podrobne zhŕňajú Fendek et al. (2004).

Tab. 20. Hydrologické a izotopové charakteristiky zrážok na stanici Prievidza-letisko [260 m n. m.] v hydrologickom roku 2008 – 2009 [teplota, zrážky – zdroj údajov SHMÚ, izotopové hodnoty – vlastné merania].

Hydrologický rok 2008/2009	Stanica Prievidza-letisko [260 m n. m.]								
	Rok					Zima		Leto	
	min	max	medián	priemer	vážený priemer	priemer	vážený priemer	priemer	vážený priemer
Teplota [°C]	-2,86	21,01	11,67	10,48	–	4,32	–	16,64	–
Zrážky [mm]	6,80	110,80	48,75	55,63	667,60	42,18	253,10	69,08	414,50
$\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ VSMOW [‰]	-121,14	-10,92	-67,63	-66,58	-65,04	-93,81	-93,64	-39,35	-47,58
$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ VSMOW [‰]	-16,14	-2,64	-9,72	-9,40	-9,19	-12,87	-12,80	-5,94	-6,98

Pozn.: VSMOW (Vienna Standard Mean Oceanic Water) – štandard merania izotopového zloženia O a H vo vode.

Tab. 21. Výsledky merania izotopového zloženia vody a vybraných rozpustených látok v nej.

Lokalita	Zdroj	Dátum odberu	EC [μS · cm ⁻¹]	T. vody [°C]	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ SMOW [‰]	$\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ SMOW [‰]	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ PDB [‰]	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ CDT [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ SMOW [‰]	T [TU]	¹⁴ C p. m. c.
Handlová	RH-1	18. 3. 2010	1 173	37,5	-10,22	-69,7	?	23,6	13,42	< 2,52	20,86
Malá Čausa	ČH-1	25. 11. 2009	826	10,0	-9,94	-69,2	-12,01	-7,2	7,86	< 3,61	
		5. 2. 2009	827	9,7	-10,24	-70,8					
		25. 6. 2009	826	10,2	-10,15	-70,3					
		5. 10. 2009	829	10,2	-9,89	-69,8					
		4. 12. 2008	842	9,9	-10,03	-71,9					
Remata	Chotárna	25. 11. 2009	124	9,2	-10,37	-71,0	-18,30	6,9	4,44		
		4. 12. 2008	182,1	11,4	-10,22	-71,5					
	Bralský tunel	5. 2. 2009	181,8	10,9	-10,02	-69,9					
		26. 6. 2009	182	12,0	-10,35	-70,7					
		5. 10. 2009	178,1	12,3	-10,38	-73,1					
		25. 11. 2009	179,6	11,6	-10,08	-68,4	-17,93	5,7	3,04	< 3,53	
		4. 12. 2008	280	7,8	-10,42	-71,7					
	Volova riť	5. 2. 2009	210	6,2	-10,17	-70,2					
		26. 6. 2009	313	7,7	-10,40	-71,0					
		5. 10. 2009	329	8,1	-10,30	-71,4					
25. 11. 2009		313	8,0	-10,17	-69,5	-12,78	6,3	3,58	4,20		

Tab. 21 – pokračovanie.

Lokalita	Zdroj	Dátum odberu	EC [$\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$]	T. vody [$^{\circ}\text{C}$]	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ SMOW [‰]	$\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ SMOW [‰]	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ PDB [‰]	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ CDT [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ SMOW [‰]	T [TU]	^{14}C p. m. c.
Ráztočno	prameň	4. 12. 2008	472	8,5	-10,69	-75,7					
		5. 2. 2009	474	8,5	-10,62	-73,7					
		25. 6. 2009	492	8,6	-10,76	-73,7					
		5. 10. 2009	491	9,1	-10,69	-74,4					
		25. 11. 2009	475	8,6	-10,41	-71,1	-13,32	6,4	2,73	6,47	
Uhliská	Tepličky	4. 12. 2008	427	13,3	-10,49	-73,5					
		5. 2. 2009	404	12,2	-10,45	-74,1					
		25. 6. 2009	430	14,2	-10,71	-74,7					
		5. 10. 2009	520	14,7	-10,57	-74,1					
		25. 11. 2009	398	13,1	-10,63	-75,8	-12,45	10,0	5,83	6,64	
		4. 12. 2008	427	13,3	-10,49	-73,5					

Pozn.: EC – Electric conductivity, merná elektrická vodivosť; SMOW – Standard Mean Ocean Water, štandard pre strednú hodnotu morskej vody; PDB – Pee Dee Belemnite; CDT – Canyon Diablo Troilite; T – trícium; TU – Tricium Unit, jednotka trícia.

Použité metódy a postupy izotopovej geológie boli zamerané hlavne na využitie stabilných izotopov vodíka a kyslíka molekuly vody ($\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ a $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) a síry a kyslíka síranu rozpusteného vo vode ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ a $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$). Rádioaktívne izotopy vodíka (^3H , trícium) a uhlíka (^{14}C) poskytli informáciu o priemernom čase zdržania (MRT – Mean Residence Time).

Izotopové zloženie potenciálneho zdroja podzemnej vody, zrážok, sa sledovalo počas hydrologického roku na stanici Prievidza-letisko (tab. 20). V sledovanom hydrologickom roku (november 2008 – október 2009) pri priemernej ročnej teplote $10,48^{\circ}\text{C}$ vypadlo celkovo $667,6\text{ mm}$ zrážok s izotopovým zložením (vážený priemer) zodpovedajúcim $\delta^2\text{H} = -65,04\text{ ‰}$ a $\delta^{18}\text{O} = -9,19\text{ ‰}$, čo je v dobrej zhode s interpolovanými hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ 10-ročných zrážok (Holko et al., 2012). Lokálna priamka zrážkovej vody (LMWL) v stanici Prievidza-letisko je na základe ročných údajov definovaná rovnicou $\delta^2\text{H} = 7,88 \cdot \delta^{18}\text{O} + 7,54$, s $R^2 = 0,998$. Izotopové zloženie letných a zimných zrážok s charakteristickým ochudobnením zrážok v zimnom období sa značne líši. V zime vypadlo pri priemernej teplote $4,32^{\circ}\text{C}$ $253,10\text{ mm}$ zrážok s priemernými hodnotami (vážený priemer) $\delta^2\text{H} = -93,64\text{ ‰}$ a $\delta^{18}\text{O} = -12,80\text{ ‰}$, v letnom období to bolo $414,5\text{ mm}$ zrážok pri priemernej teplote $16,64^{\circ}\text{C}$ s $\delta^2\text{H} = -47,58\text{ ‰}$ a $\delta^{18}\text{O} = -6,98\text{ ‰}$ (tab. 20).

Vplyv ročného režimu zrážok na režim zdrojov podzemnej vody viazaných na horninové prostredie neovulkanitov (pramene Bralský tunel, Chotárna), sedimentárneho neogénu (vrt ČH-1) a rôznych zvodnencov v mezozoiku (pramene Ráztočno, Tepličky, Volova riť) dokumentuje rozsah hodnôt $\delta^{18}\text{O}$ vody v období december 2008 až december 2010 (obr. 19). O stálom charaktere interakcie voda – hornina v neovulkanitoch (zdroj Bralský tunel – neovulkanity) a sedimentárnom neogéne (ČH-1) a tiež v hydrogeologickej štruktúre prameňa Ráztočno svedčia minimálne zmeny v elektrickej vodivosti. Rozptyl týchto hodnôt v prameňoch Volova riť

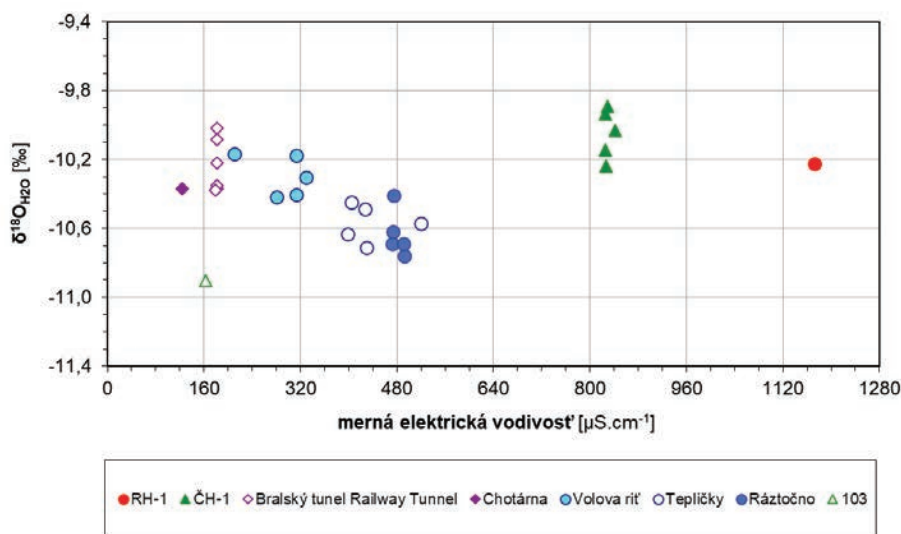
(Remata) a Tepličky svedčí o zložitejších podmienkach obehu. Vplyv neovulkanitov na zloženie podzemnej vody prameňa Volova riť je veľmi pravdepodobný. Rozdiely v priemerných hodnotách $\delta^{18}\text{O}$ (okolo $0,4\text{ ‰}$) v jednotlivých zdrojoch s charakteristickými sezónnymi zmenami možno interpretovať ako rozdiely (najviac do zhruba 400 m) v nadmorskej výške infiltračných oblastí. Jednorazové údaje z jednotlivých zdrojov z predchádzajúceho obdobia (Fendek et al., 2004; Marcin et al., 2011) sa pohybujú v rámci súčasne zistených hodnôt (tab. 22).

Obrazu o viac-menej súčasnej vode pochádzajúcej z miestnych zrážok zodpovedá aj aktivita trícia, ktorá sa v prameňoch Volova riť, Ráztočno a Tepličky pohybuje v rozsahu od $4,20$ do $6,64\text{ TU}$. Výnimkou je voda vytekajúca zo zdroja Bralský tunel ($< 3,5\text{ TU}$), pri ktorej možno predpokladať čas zdržania viac ako 60 rokov. Podiel takejto vody bez trícia v obehových cestách prameňa Volova riť môže znižovať aktivitu trícia posledného spomenutého zdroja. Údaje však majú jednorazový charakter a spodná hranica analýzy aktivity trícia je dosť vysoká. Voda z ostatných sledovaných zdrojov, hlavne geotermálnych – CH-3, Š1-NB II, FGHn-1, a tiež zdrojov z nadložia i podložia Bane Nováky a Bane Handlová (tab. 22) je prakticky bez trícia. O dlhšom čase zdržania svedčí aj menšia aktivita ^{14}C , vyjadrená „vekmi“ od $7\,720$ do $17\,660$ rokov. Výnimku tvorí zdroj 103 z neogénneho nadložia Bane Handlová (Bajtoš et al., 2011), kde hodnota $39,55\text{ TU}$ svedčí o prítomnosti vody infiltrovanej v období vysokej aktivity jadrových pokusov („bombomom“), ktoré sa končí v roku 1963.

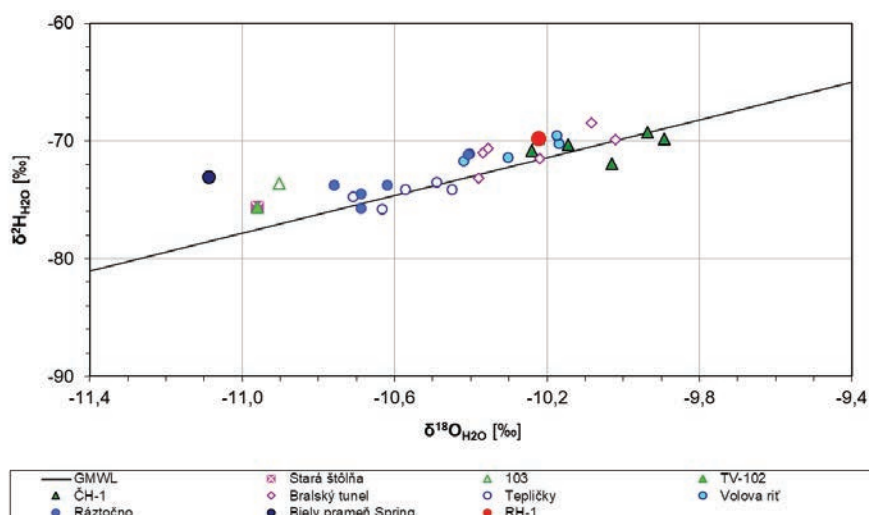
Voda prítomná vo všetkých zdrojoch má jednoznačne meteorický pôvod. Okrem prameňov a nadložia (a výtoku z bane), na obehu ktorých sa podieľa voda viac-menej zo súčasných zrážok, sa vyčleňujú dve skupiny zdrojov. Skupinu s vyšším zastúpením ľahkých izotopov reprezentuje voda z neogénneho podložia (TV-102 s $\delta^2\text{H} = -75,7\text{ ‰}$ a $\delta^{18}\text{O} = -11,20\text{ ‰}$) a hlbokého podložia bane

Tab. 22. Vybrané rešeršné údaje o izotopovom zložení podzemnej vody v skúmanej oblasti a jej širšom okolí.

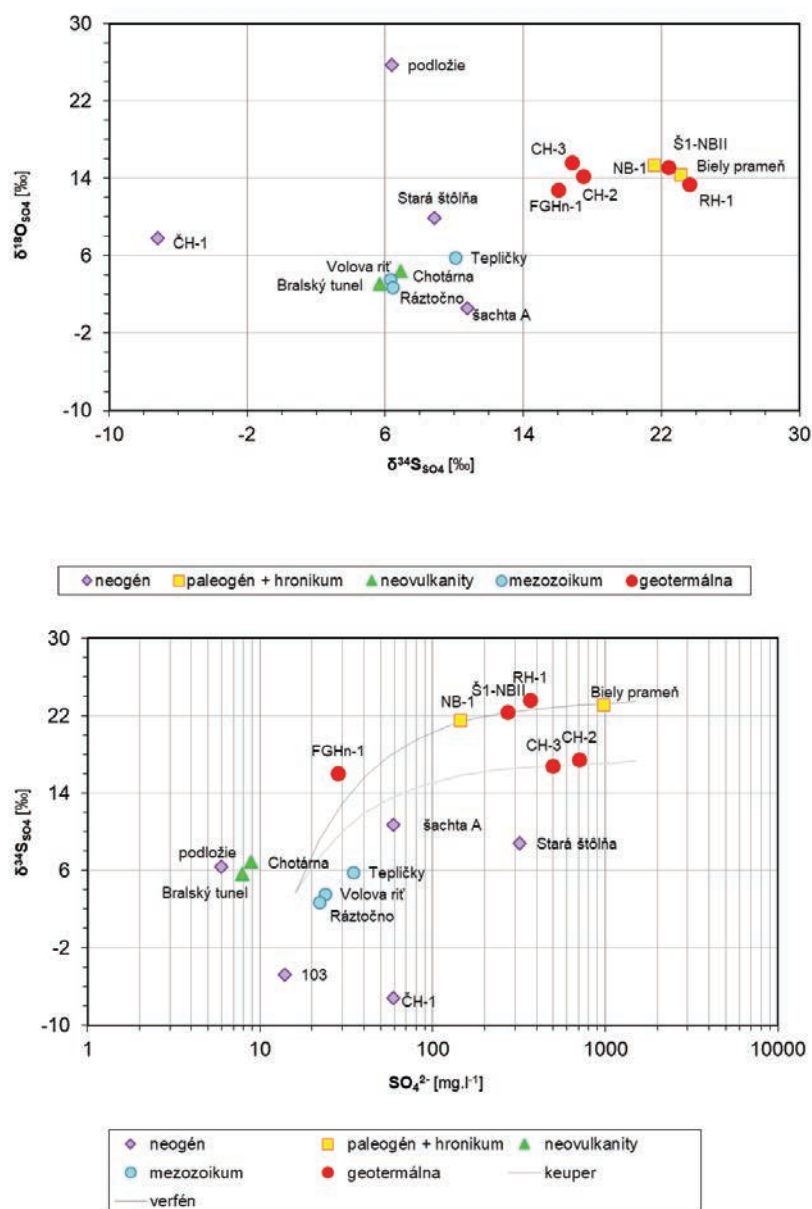
Lokalita	Zdroj	Dátum odberu	Tepl. vody [°C]	EC [$\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$]	SO ₄ ²⁻ [$\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$]	$\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$ SMOW [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ SMOW [‰]	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ CDT [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ SMOW [‰]	³ H [TU]	¹⁴ C [roky]	Zdroj
Chalmová	CH-3	25. 9. 2002	39,5	1 307	494,1	-74,8	-10,16	16,82	15,64	1,19	7 720	Fendek et al., 2004
Nováky – Koš	Š1-NB II	25. 9. 2002	63,0	1 037	282,8	-78,6	-10,15	20,03	14,18	< 1,69	17 660	
Ráztočno		24. 9. 2002	8,6	502	20,0	-80,3	-10,57	4,30	4,58			
Uhlište		26. 9. 2002	13,0	450	32,1	-77,2	-10,31	9,53	7,90			
Bralský tunel		26. 9. 2002	12,2	151	5,6	-74,2	-10,31					
Remata	Volova riť	25. 9. 2002	8,7	230	15,7	-71,3	-10,24	1,35	6,15			
Handlová	FGHn-1	19. 9. 2002	20,0	488	28,2	-74,0	-10,03	16,03	12,83	< 1,69		
Opatovce nad Nitrou	NB-1	10. 9. 2003				-80,1	-10,37	21,58	15,40		13 290	
Baňa Nováky	nadložný	2. 12. 2003			6,0	-82,0	-10,69	6,39	25,71	< 1,69	11 460	
Baňa Nováky	podložný	2. 12. 2003			8,0	-86,8	-11,35		17,77	< 1,69	13 650	
Chalmová	CH-2	1. 6. 2011	33,0	1 370	705,0	-71,50	-11,37	17,5	14,25			Marcin et al., 2011
Nováky – Laskár	Š1-NBII	24. 2. 2011	62,0	1 070	272,0	-69,8	-10,52	22,4	15,13			
Opatovce nad Nitrou	NB-1	24. 2. 2011	29,0	920	156,4	-67,4	-10,13	20,0				
Opatovce nad Nitrou	NB-4-88	1. 12. 2010	2,4	1 130	182,0	-82,5	-12,01	29,9				
Baňa Handlová	103	15. 7. 2010	18	163	13,9	-73,6	-10,90	-4,7	-	39,55		Bajtoš et al., 2011
Baňa Handlová	Biely prameň	14. 7. 2010	35	2 090	975,0	-73,0	-11,09	23,1	14,43	< 1,69		
Baňa Handlová	Stará štôlnia	15. 7. 2010	18	980	322,0	-73,9	-10,96	8,8	9,93			
Baňa Handlová	TV-102	14. 7. 2010	30,5	2 440	198,0	-75,7	-11,20	44,1	8,39			
Baňa Nováky	jama A vyústenie	21. 7. 2010			59,3	-75,01	-10,77	10,7	0,62			



Obr. 19. Charakteristika vody ($\delta^{18}\text{O}$) a v nej rozpustených látok (merná elektrická vodivosť) vybraných zdrojov.



Obr. 20. Izotopové zloženie vody sledovaných zdrojov.



Obr. 21. Izotopové zloženie síranu podzemnej vody vybraných zdrojov: a – $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{34}\text{S}$, b – $\delta^{34}\text{S}$ versus SO_4^{2-} , zmiešavací model.

(Baňa Handlová – „Biely prameň“, TV-102 s $\delta^2\text{H} = -73,0\text{‰}$ a $\delta^{18}\text{O} = -11,09\text{‰}$), možno sem zaradiť aj vrt CH-2 v Chalmovej. Druhú skupinu s obohatenou vodou ($\delta^2\text{H} \sim -70\text{‰}$ a $\delta^{18}\text{O} \sim -10,2\text{‰}$) tvoria vrty RH-1, CH-1, CH-3, Š1-NB II a FGHn-1. Tieto rozdiely vyplývajú z rôznych klimatických podmienok v časovo odľahlých obdobiach infiltrácie.

Primárnym zdrojom síranu v podzemnej vode sú zrážky. Malík et al. (1997, 2000) zo snehového profilu v Handlovej – Novej Lehote v marci 1996 uvádzajú $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = 6,2\text{‰}$ pri koncentrácii síranu $4,3\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Síran má zrejme bakteriálny pôvod. V podzemnej vode sa koncentrácia síranu (obvykle s podobným pôvodom aj zložením) zvýši na hodnoty okolo $20\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ v dôsledku prestupu cez pôdnu vrstvu. Pre síran takýchto prameňov je charakteristická hodnota $\delta^{34}\text{S} \sim 2$ až 7‰ . Vyššia koncentrácia je obvykle dôsledkom interakcie voda/hornina, prípadne činnosti človeka. Horniny prítomné v oblasti majú charakteristické izotopové zloženie síry. Pre vulkanity (a na ne viazané rudy) je typický nízky obsah ťažkého izotopu síry ($\delta^{34}\text{S} \sim 0\text{‰}$), podobne aj záporné hodnoty môžu pochádzať z rozpúšťania sulfidov (pyrit) prítomných v sedimente (Hoefs, 1987). Nealterované evapority talasogénnych sedimentov (Longinelli, 1989, in Fritz a Fontes, 1986; Claypool et al., 1980; Balderer in Pearson et al., 1991) zachovávajú izotopové zloženie oceánskeho sulfátu príslušného veku, ktoré sa v čase mení. Pre alpsko-karpatský systém je charakteristický vývoj izotopového zloženia morského sulfátu od ochudobneného sulfátu ($\delta^{34}\text{S} \sim 5 - 15\text{‰}$) v perme a spodnom triase cez spodný trias – röt a jeho ekvivalenty s bohatým zastúpením ťažkých izotopov síry ($\delta^{34}\text{S} \sim 20 - 29\text{‰}$, v Západných Karpatoch veľmi často 25‰), s poklesom k vrchnému triasu (keuperské $\delta^{34}\text{S} \sim 14 - 17\text{‰}$) s postupným nárastom, pre oceán miocénneho veku až do $\delta^{34}\text{S} \sim 20,0 - 23,5\text{‰}$ a k $\delta^{34}\text{S} = 21\text{‰}$ súčasného oceánu (Balderer in Pearson et al., 1991).

Izotopové zloženie evaporitov podložja poznáme zo štruktúrneho vrtu JL-1 z Jánovej Lehoty vzdialeného (profil v tab. 23) od Handlovej asi 10 km na JJV. Podľa Kantora (in Kullmanová, 1977) predbežne získané izotopy $\delta^{34}\text{S}$ anhydritov na základe analógie so svetom treba odvodzovať od evaporitov spodnotriasového veku (ekvivalenty röt), ale podľa ich stratigrafickej pozície sa prikláňa k ich vrchnotriasovému zaradeniu; tento postoj zdôrazňuje aj po doplnení izotopových údajov (Kantor et al., 1982). Z vrtu boli získané $\delta^{34}\text{S}$ celkovo z 11 anhydritov z hĺbky $1\ 769,0$ až $2\ 085,0\text{ m}$ a tri údaje pochádzajú z troch anhydritov z podložnej dolomitovej vrstvy (tab. 24). Zistené hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ sa pohybujú v rozmedzí $19,6$ až $25,7\text{‰}$, s priemernou hodnotou $\delta^{34}\text{S} = 23,1\text{‰}$. Napriek tomu, že údaje zodpovedajú izotopovému zloženiu spodnotriasového oceánu (Claypool et al., 1980; Balderer in Pearson et al., 1991; Michalko, 2004) a zjavne neboli alterované, Kantor et al. (1982) ich na základe stratigrafickej pozície pod súvrstvím liasu zaraďujú do vrchného triasu. Izotopové zloženie vody z tohto vrtu nepoznáme, resp. sa nemeralo. Izotopové zloženie síranu prítomného vo vode závisí od mnohých faktorov, ako napríklad zapojenie jednotlivých vrstiev do obehu, ich (relatívna) hrúbka, rozpustnosť či izotopové zloženie. Určitú predstavu o priblížení k tejto hodnote predstavuje

medián, kde $\delta^{34}\text{S}_{\text{median}} = 23,5\text{‰}$ (tab. 24). Je zaujímavé, že táto hodnota je prakticky identická s izotopovým zložením síranu vody zdroja Biely prameň ($\delta^{34}\text{S} = 23,6\text{‰}$), ktorý charakterizuje obeh v hlbokom podloží Bane Nováky (tab. 22). Túto hodnotu sme použili ako koncový bod izotopickej ťažkej síry („verfěn“) v zmiešavacom modeli (obr. 21b) namiesto obvyklej hodnoty $\delta^{34}\text{S} = 25\text{‰}$ (Malík a Michalko, 2002). Pri keuperskom sírane bola namiesto hodnoty $\delta^{34}\text{S} = 16\text{‰}$ použitá hodnota $\delta^{34}\text{S} = 17,0\text{‰}$, ktorá viac zodpovedá lokálnym podmienkam (vrty CH-2 a CH-3; obr. 21).

Vo vode prakticky každého zdroja zrážkového pôvodu je prítomný síran zo zrážok, prípadne pôdnej vrstvy. Vo vode krasových prameňov Veľkej Fatry ho definovali Malík a Michalko (2002) a Malík et al. (1996). Pretože ide o nízku koncentráciu, výsledné zloženie ľahko ovplyvnia podmienky prechodu cez pôdnu vrstvu, prípadne interakcia voda – hornina. Časté sú prejavy vo forme zvýšenej prítomnosti ľahkých izotopov síry, niekedy $\delta^{34}\text{S}$ dosahuje až -20‰ pri koncentrácii $20 - 30\text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Takýto síran „pozadia“ je prítomný vo vode zdrojov Ráztočno a Volova riť (karbonáty mezozoika) a zdrojov Bralský tunel a Chotárna odvodňujúcich neovulkanity (obr. 21).

Významný podiel pravdepodobne tvorí aj vo vode prameňa Tepličky, kde zvýšená koncentrácia a obohatenie svedčia o účasti síranu s $\delta^{34}\text{S} \sim 15 - 17\text{‰}$. Takéto hodnoty sú v keuperi, prípadne spodnom triase. Síran z podložja (Fendek et al., 2004) sa líši vysokým podielom ťažkých izotopov kyslíka. Izotopové zloženie síranu v zdroji 103 (nadložný neogén) zrejme ovplyvnili podmienky infiltrácie (nízka koncentrácia), záporné hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ vo vrte ČH-1 sú zrejme dôsledkom rozpúšťania sulfidov (pyrit) prítomných v horninovom prostredí sedimentárneho neogénu (vysoká koncentrácia síranu). Koncentrácia a izotopové zloženie síranu v odvodňujúcich banských dielach sú dôsledkom pestrých a zložitých geologických, geochemických a hydrogeologických podmienok prostredia baní. Vysoká koncentrácia izotopicky ťažkého síranu v podzemnej vode je obvykle dôsledkom rozpúšťania evaporitov oceánskeho pôvodu prítomných v horninovom prostredí. Na základe doterajších údajov možno v širšom okolí určiť dva zdroje takéhoto síranu. Síran vo vode z vrtov CH-2 a CH-3 v Chalmovej (tab. 22) treba zrejme odvodzovať od evaporitov vrchnotriasového veku. Pre ne sú charakteristické hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ v rozsahu $14 - 17\text{‰}$. Druhú skupinu predstavuje ťažká síra s hodnotami $\delta^{34}\text{S}$ blízky 25‰ , charakteristická pre síru spodnotriasového oceánu. V skúmanej oblasti je takáto síra doložená v 250 m vrstve anhydritu ($\delta^{34}\text{S} = 19,6 - 25,7\text{‰}$; tab. 24) vo vrte JL-1. Na základe stratigrafickej pozície sú však tieto evapority priradené k vrchnému triasu. Mediánová hodnota zo 14 vzoriek je identická s hodnotou $\delta^{34}\text{S} = 23,6\text{‰}$ nameranou zo síranu z Bieleho prameňa odvodňujúceho hlboké podložie bane (karbonátové). Takáto síra je aj koncovým bodom „verfěnu“ v zmiešavacom modeli na obr. 21b. Síran v sledovaných geotermálnych zdrojoch (RH-1, Š1-NB-II, NB-1) pochádza zrejme z miešania vody s vysokou koncentráciou síranu s podobným izotopovým zložením a vody so síranom „pozadia“. Táto skutočnosť nevypovedá o prepojenosti alebo oddelenosti jednotlivých zvodnencov.

Tab. 23. Profil vrtu JL-1 v Janovej Lehote (podľa Kantora et al., 1982).

Janova Lehota, vrt JL-1 2 146,0 m (podľa Kantora et al., 1982)					
Hĺbka [m]		Litologické zloženie	Celok	Vek	Tektonická jednotka
od	do				
4,0	384,0	porfýrické biotit.-amf. andezity, hyp.-amf. andezity	vrchný neovulkanický komplex	báden	
384,0	488,3	čierne bridličnaté ílovce	?peľ, spóry, sp. krieda, nanoplanktón, eocén – sp. oligocén		
488,3	856,3	hyp.-amf. andezity	spodný neovulkanický komplex		
856,3	962,0	mandľovcový melafýr	melafýrová séria	perm	
962,0	1 378,2	droby, arkózy, pieskovce, pestré bridlice, tufity	melafýrová séria	perm	hronikum
1 378,2	1 469,0	sivé a čierne kalové vápence, miestami oolitické vápence, vložky slienitých bridlíc a vápencov	kössenské vrstvy, mikrofauna	rét	tektonická šupina
1 469,0	1 524,0	sivé až čierne dolomity	hlavný dolomit, mikrofauna	norik	tektonická šupina
1 524,0	1 741,0	bridličnaté vápence, intenzívne zvrásnené, kalpionelová mikrofauna	ekvivalent titónsko-neokómskych vápencov fatrika, fauna	titón – neokóm	fatrikum
1 741,0	1 745,0	prúžkované vápence, sivé, zelenkavé a ružovkasté	ekvivalent malmských vápencov	kimeridž?	
1 745,0	1 761,0	červené hľuznaté vápence, zelenkavé a biele vápence – polohy	nedoložený vek	doger	
1 761,0	1 769,0	hľuznaté červené a ružové vápence, čierne jemnozrnné vápence, slienité bridlice (grestenského typu)		lias	
1 769,0	2 085,5	anhydrity – prevažne svetlosivé, kryštalické, tmavosivé dolomity a sivozelené ílovité bridlice, rôzne formy			
1 796,0	1 820,0	poloha anhydritu			
2 120,0	2 121,5	poloha bieleho kryštalického anhydritu			
2 085,5	2 146,0	sivé až čierne dolomity pretkané spleťou kalcitových a anhydritových žiliek			

Tab. 24. Izotopové zloženie anhydritov z vrtu JL-1 v Janovej Lehote (podľa Kantora et al., 1982).

Č.	Hĺbka odberu vzorky [m]	Minerál	$\delta^{34}\text{S}$ [‰] TDS	Poznámka
1	1 779,0	anhydrit	23,4	
2	1 796,0	anhydrit	21,5	30 m poloha anhydritu s ochudobnenou sírou
3	1 820,0	anhydrit	21,3	
4	1 929,0	anhydrit	25,7	
5	1 965,5	anhydrit	23,6	
6	1 985,5	anhydrit	20,2	
7	2 000,5	anhydrit	25,6	
8	2 013,5	anhydrit	24,5	
9	2 039,5	anhydrit	24,9	
10	2 066,3	anhydrit	25,4	
11	2 085,6	anhydrit	24,6	
12	2 121,0	anhydrit	22,3	1,5 m poloha bieleho kryštalického anhydritu v podložných dolomitoch
13	2 122,0	anhydrit	20,6	
14	2 123,0	anhydrit	19,6	
Min.			19,6	
Max.			25,7	
Priemer			23,1	
Medián			23,5	

Pozn.: TDS – Total Dissolved Solids, celkové rozpustené látky

Všetky sledované vody majú meteorický (zrážkový) pôvod. Rozdiely v izotopovom zložení vody z prameňov Bralský tunel, Chotárna (neovulkanity), Volova riť, Ráztočno a Tepličky (mezozoikum) sú dôsledkom ročného režimu zrážok a rozdielov v nadmorskej výške infiltračnej oblasti. Voda podieľajúca sa na ich obehu a režime pochádza zo súčasných zrážok. V „bombovom“ období infiltrovala voda prítomná v zdroji 103 odvodňujúcom nadložie Bane Nováky, aktivita trícia 39,55 TU svedčí o trvaní obehu okolo 60 rokov. Voda ostatných sledovaných zdrojov – geotermálnych (CH-3, Š1-NB II, FGHn-1) a z nadložia i podložia bane (tab. 22) – je prakticky bez trícia. O dlhšom čase zdržania svedčí aj menšia aktivita ^{14}C , vyjadrená „vekmi“ od 7 720 do 17 660 rokov. Okrem prameňov, na obehu ktorých sa podieľa voda z viac-menej súčasných zrážok, sa z hľadiska izotopového zloženia H a O vyčleňujú dve skupiny zdrojov. Skupinu s ochudobnenou vodou reprezentuje voda z neogénneho podložja (TV-102) a hlbokého podložja (Biely prameň) bane, možno sem zaradiť aj vrt CH-2 v Chalmovej. Druhú skupinu s obohatenou vodou tvoria vrty RH-1, ČH-1, CH-3, Š1-NB II a FGHn-1. Tieto rozdiely v izotopovom zložení H a O vody vyplývajú z rôznych klimatických podmienok v časovo (a priestorovo) odľahlých obdobiach infiltrácie.

Základnú zložku síranu prítomného v podzemnej vode tvorí síran zo zrážok, prípadne môže byť zmenený v dôsledku prechodu cez pôdnu vrstvu – ide o nízku koncentráciu síranu s izotopicky ľahkou sýrou. Typický síran „pozadia“ je prítomný vo vode zdrojov Ráztočno a Volova riť (karbonáty mezozoika) a zdrojov Bralský tunel a Chotárna (neovulkanity). Ochudobnený síran je vo vode zdroja 103 (dôsledok podmienok infiltrácie) a vrtu ČH-1 (interakcia voda – hornina, rozpúšťanie sulfidov). Zvýšené zastúpenie ťažkej síry vo vode prameňa Tepličky je dôsledkom interakcie s morským síranom (zložením zodpovedá keuperskému veku), takým, aký sa vyskytuje vo vode zdrojov z Chalmovej (CH-2, CH-3). Zdroj obohatenia síranom predstavuje zhruba 350 m poloha bohatá na anhydrity z vrtu JL-1. Napriek hodnotám $\delta^{34}\text{S}$ charakteristickým pre spodnotriasový oceán (14 vzoriek od 19,6 do 25,37 ‰, s mediánom 23,5 ‰) boli na základe stratigrafickej pozície priradené k vrchnému triasu. V každom prípade predstavujú vhodný potenciálny zdroj síranu prítomného vo vode zo zdrojov Biely prameň (hlboké karbonátové podložie bane), RH-1 v Handlovej, Š1-NB II v Laskári a NB-1 v Opatovciach nad Nitrou.

Vzťah obvyčajnej, minerálnej a geotermálnej vody

Obyčajná podzemná voda v skúmanom území, resp. v oblasti Handlovej, sa viaže na horniny kryštalinika a mezozoika (tatrika, fatrika, hronika) pohoria Žiar, ako aj paleogénu, sedimentárneho a vulkanického (Vtáčnik, Kremnické vrchy) neogénu a kvartéru Handlovskej kotliny.

Táto voda sa viaže na medzizrnné, puklinovo-medzizrnné, puklinové a krasovo-puklinové horninové prostredie s vrstvovou stavbou a skalným masívom. Režim podzemnej vody prvého zvodneného kolektora (v študovanom

území horniny kvartéru, neogénu, paleogénu, mezozoika a paleozoika) je v úzkom vzťahu s klimatickými činiteľmi, najmä atmosférickými zrážkami, prípadne aj s hladinou povrchovej vody v toku pri fluvialných sedimentoch. Podzemná voda sa dopĺňa hlavne pri jarnom topení snehu, prevažne v období január až marec.

Minerálna, resp. geotermálna voda sa od obvyčajnej podzemnej vody odlišuje svojím zložením, množstvom alebo druhom rozpustených solí a plynov alebo teplotou. Jej tvorba je zložitý proces, ktorý je podmienený celým radom činiteľov, viac špecifických ako pri obvyčajnej podzemnej vode (hlbka obehu, režim, mineralizácia a i.). Formuje sa v hydrogeologických, resp. hydrogeotermálnych štruktúrach, väčšinou v pozíciách hlbších ako prvý zvodnený kolektor, pokiaľ tento kolektor nie je jej súčasťou. Reprezentantom geotermálnej vody v Handlovej sú dva výtoky geotermálnej vody v handlovskej bani v hĺbke 470 m pri východnej šachte a geotermálna voda zistená hydrogeologickým vrtom RH-1 v Handlovej (hlbka 1 201 m).

Výtoky v bani sa viažu na triasové karbonáty ($10,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, $32 \text{ }^\circ\text{C}$; Ca–Mg–SO₄–HCO₃ typu, s mineralizáciou $2,05 - 2,15 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) (Krahulec et al., 1978). Ten istý chemický typ vody potvrdil aj rozbor vody v roku 2010 (Biely prameň).

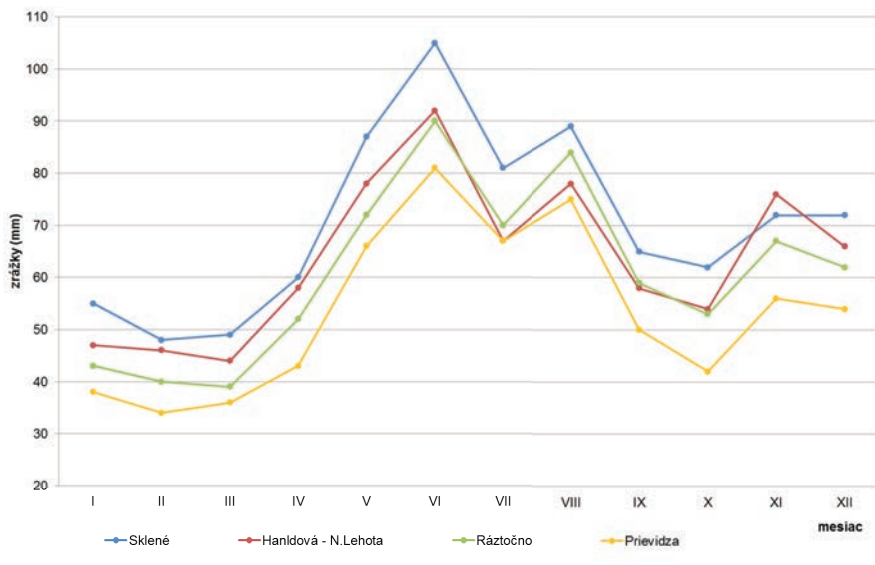
Vo vrte RH-1 v Handlovej sa zistila geotermálna voda najmä v mezozoických vápencoch a dolomitoch a v permských klastikách a bridliciach hronika a fatrika v hlbkovom intervale 862 – 1 201 m, pričom hlavné prítoky vody (87,7 % výdatnosti) boli z jurských vápencov fatrika. Výdatnosť vrtu RH-1 bola $15,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, teplota vody $37,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Chemicky ide o vodu Ca–Mg–HCO₃–SO₄ typu s celkovou mineralizáciou $1,07 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, obsahom CO₂ $70,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a H₂S $0,25 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Táto voda má takmer rovnaké izotopové zloženie $\delta^{34}\text{S}$ SO₄ ako geotermálna voda z Bieleho prameňa v handlovskej bani.

Výskumným geotermálnym vrtom FGHn-1 Handlová (hlbka 470 m; Fendek et al., 2004) sa zistila voda s nižšou teplotou, $19,4 \text{ }^\circ\text{C}$, a výdatnosťou $2,17 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri hladine vody v hĺbke 110,15 m (Ca–Mg–HCO₃ typ s mineralizáciou $0,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), viazaná na tektonicky silno porušené dolomity chočského príkrovu preplavené v paleogéne.

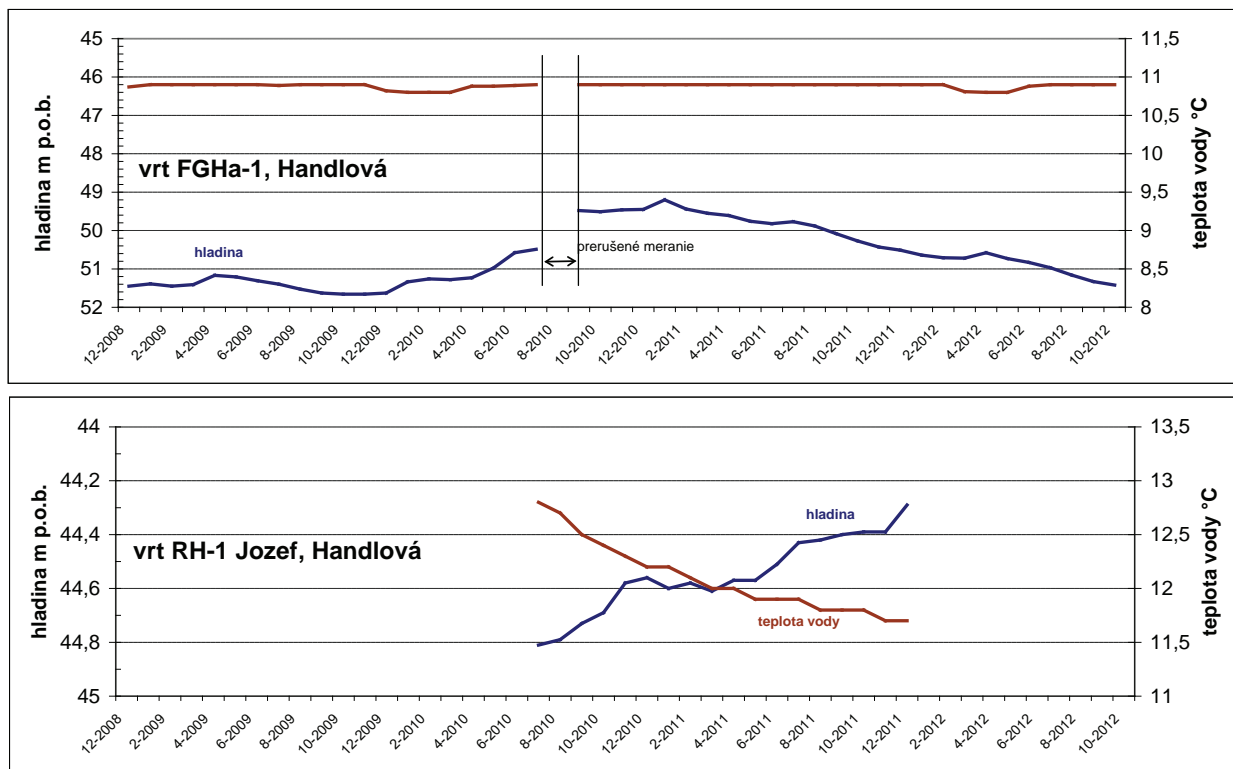
Keďže režim obvyčajnej podzemnej vody v prvom zvodnenom kolektore úzko súvisí so zrážkami, čo má dosah aj na dopĺňanie vody s hlbším obehom (minerálna a geotermálna voda), na zistenie vzťahu obvyčajnej podzemnej vody a geotermálnej vody z vrtu RH-1 sme využili porovnanie priebehu pozorovanej hladiny geotermálnej vody vo vrte a dlhodobých priemerných mesačných zrážkových úhrnov v území.

Dlhodobý režim zrážok v území počas roka v rôznych zrážkomerných staniách bol veľmi podobný alebo rovnaký, rozdiel bol iba v jednotlivých hodnotách zrážkových úhrnov.

Dlhodobý režim (r. 1961 – 1990) priemerných mesačných úhrnov zrážok v oblasti Handlovej znázorňuje obr. 22. Minimálny mesačný úhrn zrážok spadá do obdobia január – marec, prípadne apríl (3, prípadne 4 mesiace), maximálny mesačný úhrn zrážok pripadá na mesiace máj – august (4 mesiace). Stredné hodnoty mesačného úhrnu zrážok pripadajú na mesiace september – december (4 mesiace).



Obr. 22. Priemerný mesačný úhrn zrážok v rokoch 1961 až 1990 (zdroj údajov SHMÚ).



Obr. 23. Priebeh úrovne hladiny geotermálnej vody vo vrtoch RH-1 a FGHa-1 v Handlovej.

Priebeh úrovne hladiny geotermálnej vody vo vrtoch RH-1 a FGHa-1 v Handlovej v období od 2. 12. 2008 do 11. 10. 2012 znázorňuje obr. 23.

Úroveň hladiny vody vo vrte RH-1 pozorovaná v období od 20. 7. 2010 do 6. 12. 2011 mala viac-menej vzostupný trend; stúpala z úrovne 44,8 m na úroveň 44,3 m pod odmerným bodom (p. o. b.). Rozdiel v úrovni hladiny bol 0,5 m. Priebeh úrovne tejto hladiny je možné rozdeliť na tri časové úseky (obr. 23). Prvý časový úsek predstavuje obdobie 7 – 12/2010 (6 mesiacov), hladina má vzostupný trend a stúpa z úrovne 44,81 m na úroveň 44,56 m p. o. b. (rozdiel hladiny 25 cm). Druhý úsek tvorí obdobie 1 – 5/2011

(5 mesiacov); hladina vody má kvázi ustálený priebeh, jej úroveň kolíše v rozmedzí 4 cm (44,57 – 44,61 m p. o. b.). Tretí časový úsek 6 – 12/2011 (7 mesiacov) ukazuje opätovne vzostupný trend úrovne hladiny vody, a to z úrovne 44,51 na úroveň 44,29 m p. o. b. (rozdiel hladiny 22 cm).

Úroveň hladiny vody vo vrte FGHa-1 pozorovaná v období od 2. 12. 2008 do 11. 10. 2012 mala iný priebeh (obr. 23); kolísala v rozmedzí 49,04 – 51,75 m p. o. b. (rozkyv 2,71 m). V priebehu roku 2009, s výnimkou miernej kulminácie v apríli 2009 (51,17 m p. o. b.), bola úroveň hladiny vody relatívne ustálená a pohybovala sa v rozmedzí 51,21 – 51,66 m p. o. b. Počas celého roku 2010 mala úroveň

hladiny vody viac-menej stúpajúci charakter (z 51,34 na 49,45 m p. o. b.). V priebehu ďalších necelých dvoch rokov (r. 2011 a 1 – 10/2012) úroveň hladiny vody vo vrte klesala, a to z úrovne 49,20 m až na úroveň 51,42 m p. o. b. (pokles hladiny o 2,22 m).

Vzostupný trend hladiny geotermálnej vody vo vrtoch RH-1 a FGHN-1 v Handlovej bude zodpovedať dopĺňaniu geotermálnej vody v štruktúrach, a to pri vysokom a strednom zrážkovom úhrne (obr. 22). Pri relatívne ustálenej hladine vody vo vrtoch sa geotermálna voda v štruktúrach nebude dopĺňať. Tento stav môže zodpovedať minimálnym stavom zrážkového úhrnu. Treba uviesť, že 1,5-ročné pozorovanie hladiny vody vo vrte RH-1 je pomerne krátke obdobie na istejšie závery o vzťahu obyčajnej a minerálnej, resp. geotermálnej vody. Z priebehu úrovne hladiny vody vo vrtoch RH-1 a FGHN-1 v pozorovanom období je zrejme (obr. 23), že každá z týchto vôd má svoj vlastný režim. Možno to identifikovať aj z korelácie vzájomného vzťahu ich hladiny v týchto vrtoch v tab. 25 (nízka miera korelácie, -0,44) a na obr. 24, ktoré uvádzajú korelačné vzťahy aj ďalších pozorovaných objektov.

Korelačné vzťahy v pozorovanom období (r. 2008/2009) s vyššou mierou korelácie (0,78 – 0,86) vykazujú ďalšie pozorované objekty, a to vzťah prietoku vody v Handlovej a Hraničnom potoku (SM-1 – Ráztočno, SM-3 – stredná časť potoka) a vzťah prietoku vody v Hraničnom potoku (SM-1 a SM-3).

Minerálna a geotermálna voda v okolí Handlovskej kotliny

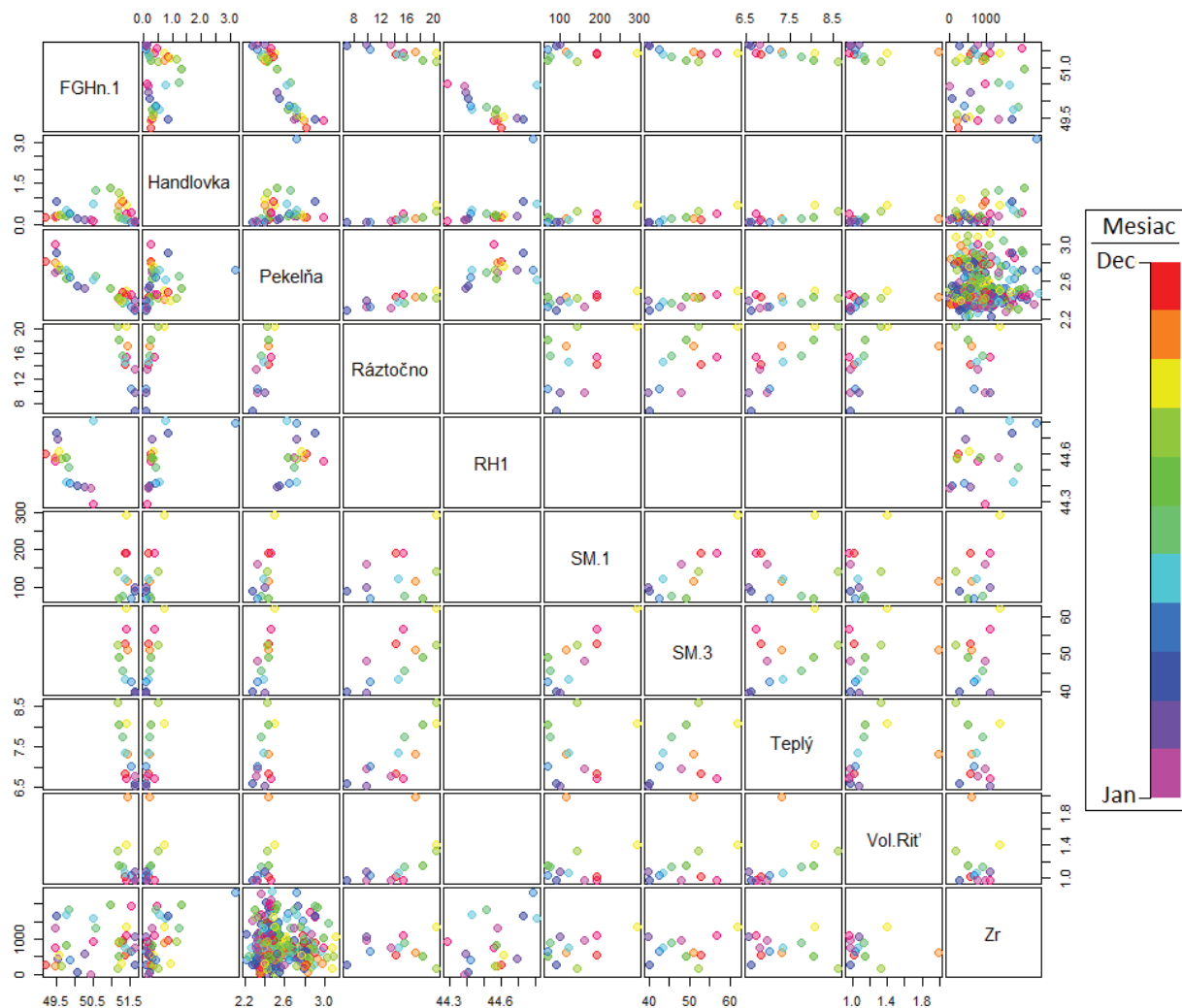
Chemické zloženie vybraných ukazovateľov, Palmerove-Gazdove charakteristiky, typy vody a vybrané charakterizačné koeficienty geotermálnej vody hornonitrianskej oblasti a jej okolia sú zhrnuté v tab. 26a – c. Hydrogeotermálne štruktúry hronika charakterizuje geotermálna voda s karbonátogénnou až karbonátogénno-sulfátogénnou mineralizáciou, v zmysle klasifikácie Gazdu (1974) A₂ základného výrazného a nevýrazného až S₂(SO₄)–A₂ prechodného, Ca–Mg–HCO₃ až Ca–Mg–HCO₃–SO₄ typu s mineralizáciou okolo 0,7 – 1,0 g · l⁻¹ (Bojnice – vrt BR-1, Vyhne – H-1 a HGV-3, Koš – Š1-NBII). Štruktúry fatrika v hornonitrianskej oblasti reprezentuje geotermálna voda s karbonátogénno-sulfátogénnou až sulfátogénnou mineralizáciou, A₂–S₂(SO₄) prechodného až S₂(SO₄) základného výrazného a nevýrazného, Ca–Mg–HCO₃–SO₄ až Ca–Mg–SO₄ typu s mineralizáciou okolo 1,1 – 2,7 g · l⁻¹ (vývier v Bani Handlová – „Biely prameň“, Kremnica – KŠ-1, Sklené Teplice – ST-1 a ST-4, Chalmová – CH-3, Turčianske Teplice – HM-2, TJ-20, TTK-1 a TTŠ-1). Zdrojom hodnotenej geotermálnej vody je zrážková voda. Okrem iného o tom svedčia vysoké hodnoty charakterizačného koeficientu rHCO₃/rCl (20 – 144) poukazujúce na otvorenosť hydrogeotermálnej štruktúry (otvorená štruktúra). Hodnoty charakterizačného koeficientu rMg/rCa 0,36 až 0,49

Tab. 25. Korelačná matica hodnôt mesačného úhrnu zrážok (Zr) a priemerných mesačných hodnôt výdatnosti prameňov (P – Pekelňa, R – Ráztočno, T – Teplý, VR – Volova riť), hladiny vo vrtoch (FGHN-1 a RH-1) a prietoku (SM-1, SM-3; H – Handlovka).

	Zr	P	R	FGHN-1	RH-1	SM-1	SM-3	T	VR	H
Zr		-0,14	0,05	0,07	0,44	0,52	0,34	-0,18	-0,07	0,59
P	-0,14		0,64	-0,91	0,14	-0,15	0,23	0,72	0,57	0,18
R	0,05	0,64		-0,79	NA	0,40	0,75	0,82	0,55	0,79
FGHN-1	0,07	-0,91	-0,79		-0,44	-0,09	-0,47	-0,84	-0,25	0,06
RH-1	0,44	0,14	NA	-0,44		NA	NA	NA	NA	0,56
SM-1	0,52	-0,15	0,40	-0,09	NA		0,82	0,13	0,11	0,78
SM-3	0,34	0,23	0,75	-0,47	NA	0,82		0,44	0,35	0,86
T	-0,18	0,72	0,82	-0,84	NA	0,13	0,44		0,43	0,69
VR	-0,07	0,57	0,55	-0,25	NA	0,11	0,35	0,43		0,32
H	0,59	0,18	0,79	0,06	0,56	0,78	0,86	0,69	0,32	
Miera korelácie										
> 0,0	> 0,1	> 0,2	> 0,3	> 0,4	> 0,5	> 0,6	> 0,7	> 0,8	> 0,9	

Zdroj informácie:

V rámci riešenia geologickej úlohy: RH-1, Biely prameň – Baňa Handlová (Východná šachta); Fendek et al. (2004): FGHN-1, CH-3; Vandrová et al. (1999): HM-2, TJ-20, TTK-1, TTŠ-1; Pirman a Potyš (1990): KŠ-1; Orvan et al. (1967): H-1; Žitňan (2008): HGV-3; Ďurovič (1999): ST-4; Struňák et al. (1965): ST-1.



Obr. 24. Diagram vzájomných korelácií jednotlivých pozorovaných objektov s farebným označením mesiaca merania.

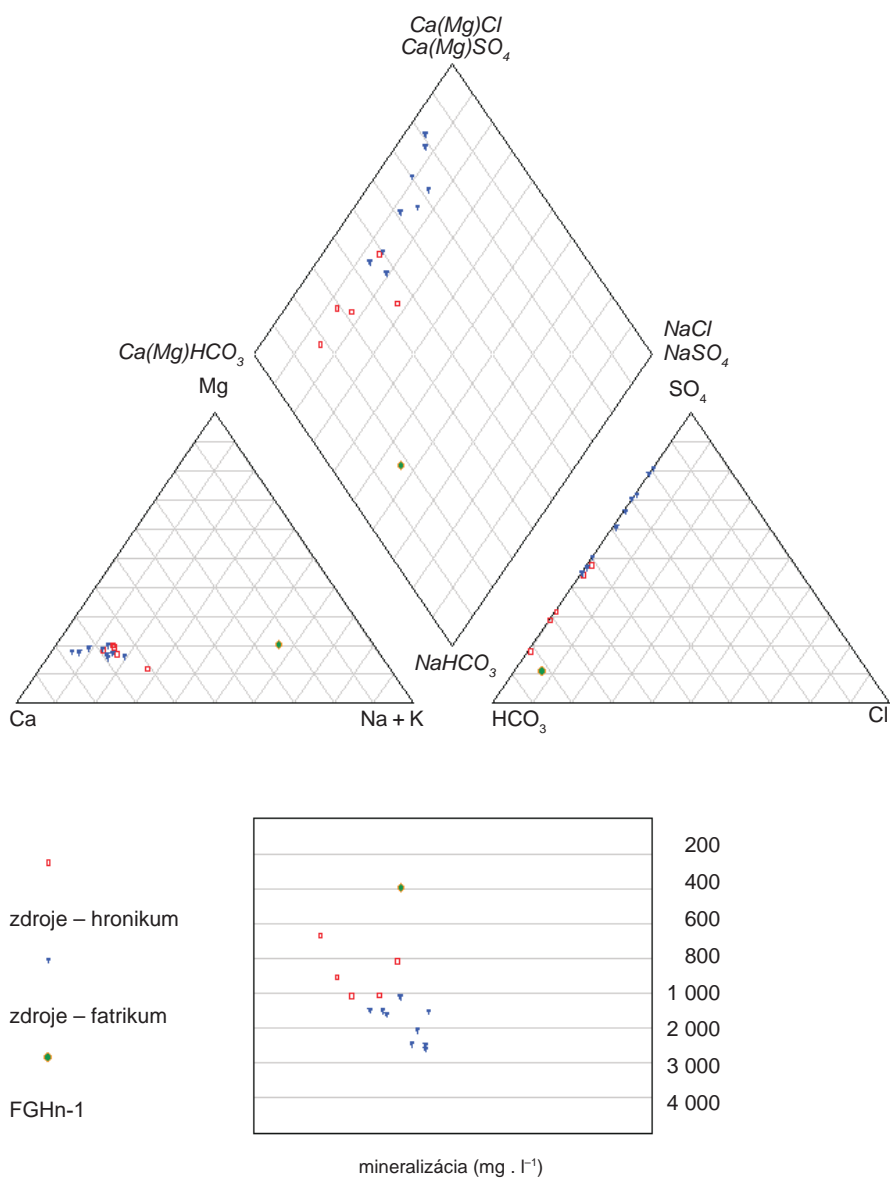
indikujú obeh vody v zmiešaných dolomiticko-vápenatých komplexoch. Výrazný podiel síranovej zložky dokumentujú vysoké hodnoty charakterizačného koeficientu $r_{SO_4/M}$ (v zdrojoch ST-1 a ST-2 vyššie ako 0,4 – voda s obehom takmer výlučne v čistých sadrovcoch). Genéza a chemické zloženie vody geotermálneho vrtu FGHn-1 z Handlovej sú rozdielne (tab. 26b) – ide o vodu s chemickým zložením A_2 základného nevýrazného, Na–Mg– HCO_3 typu, s hodnotou celkovej mineralizácie okolo $400 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Špecifické vlastnosti chemického zloženia uvedených skupín zdrojov termálnej vody sú zjavné z Piperovho systematizačného diagramu na obr. 25. V kationovej časti grafu je výrazne v odľahlej pozícii prakticky len voda z vrtu FGHn-1. Ostatná geotermálna voda je umiestnená v pomerne malom zhľuku v oblasti s dominantným zastúpením kationu vápnika. V aniónovej časti je evidentný nárast podielu síranovej zložky v termálnej vode fatrika, čo sa odráža vo väčšine prípadov aj vo vyšších hodnotách celkovej mineralizácie (spodná časť grafu) v porovnaní s geotermálnou vodou hronika. Podiel síranovej zložky je v oboch prípadoch výrazne variabilný.

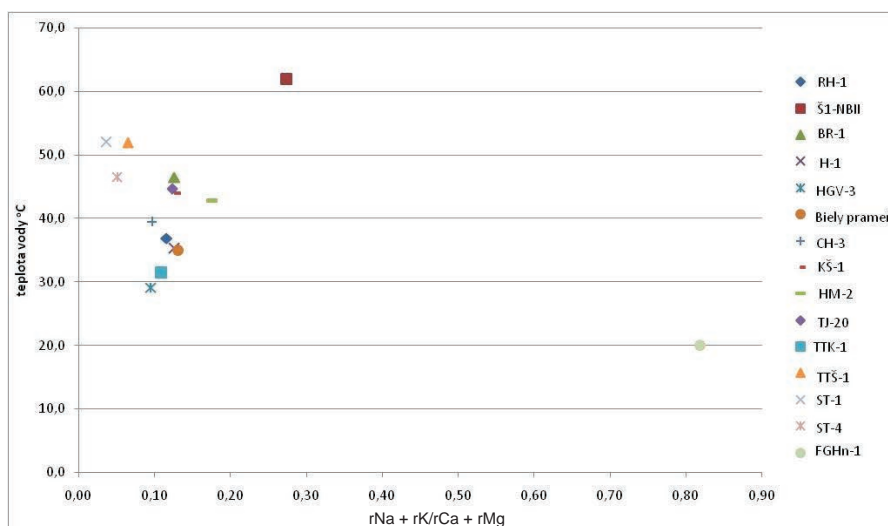
V tabuľke 27 sú zhrnuté saturačné indexy zdrojov geotermálnej vody vo vzťahu k vybraným minerálnym fázam (vypočítané v programe PHREEQC). Z tabuľky vyplývajú nasledujúce skutočnosti:

- Voda hronika je v porovnaní s vodou fatrika výraznejšie nedosýtená anhydritom aj sadrovcom. V zdrojoch TTŠ-1, ST-1 a ST-4 sú hodnoty saturačného indexu vo vzťahu k anhydritu a sadrovcu blízke rovnovážnym podmienkam. Najvýraznejšie nedosýtenie anhydritom a sadrovcom je zrejme vo vode zo zdroja FGHn-1.
- Vo väčšine prípadov je voda hronika aj fatrika porovnateľne presýtená aragonitom, kalcitom aj dolomitom. Najvýraznejšie presýtenie týmito minerálnymi fázami sa zistilo vo vode zo zdrojov TTŠ-1 a ST-1. V geotermálnej vode zdroja H-1 hodnoty saturačného indexu vo vzťahu k aragonitu, kalcitu aj dolomitu indikujú rovnovážne podmienky. Výrazné presýtenie aragonitom, kalcitom aj dolomitom sa zistilo aj vo vode zo zdroja FGHn-1.

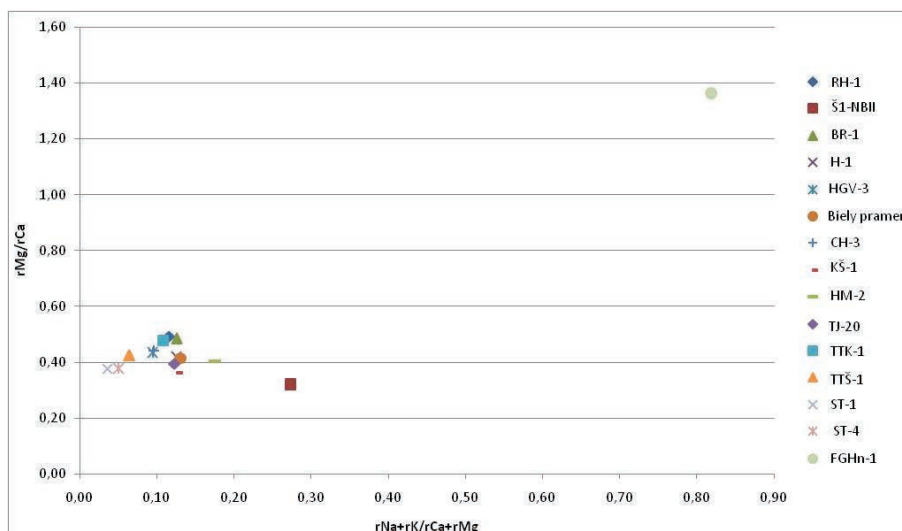
Z grafu závislosti charakterizačného koeficientu $r_{Na} + r_{K/rCa} + r_{Mg}$ a vybraných ukazovateľov (teplota vody – obr. 26; $r_{Mg/rCa}$ – obr. 27; $r_{SO_4/M}$ – teplota vody – obr. 28) je vo všetkých prípadoch zrejme výnimočné postavenie vody z vrtu FGHn-1 a vody zo zdroja Š1-NBII. Charakterizačný koeficient $r_{Na} + r_{K/rCa} + r_{Mg}$ indikuje prostredie tvorby chemického zloženia vody predovšetkým v súvislosti s prítomnosťou silikátových minerálov (kryštalínium, vulkanity) počas obehu vody v systéme.



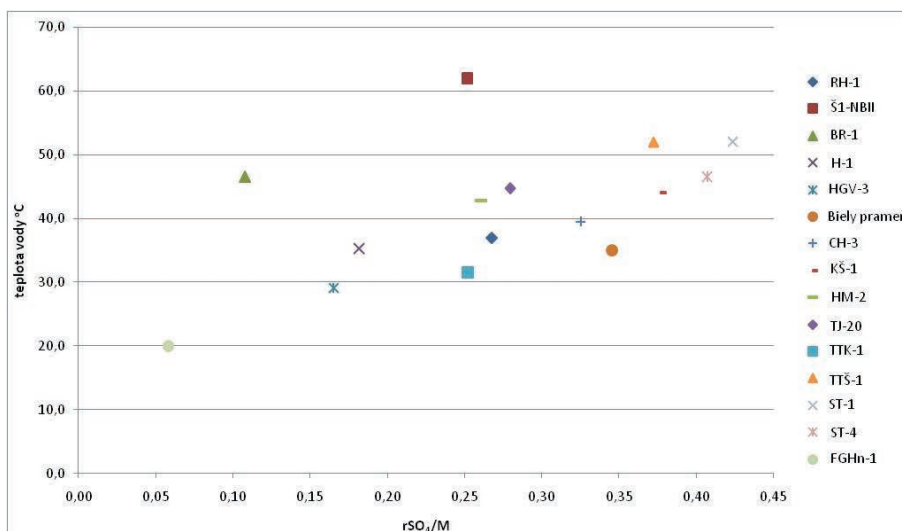
Obr. 25. Piperov systematizačný diagram vybraných zdrojov geotermálnej vody hornonitrianskej oblasti (do grafu sú zapracované zdroje uvedené v tab. 18a).



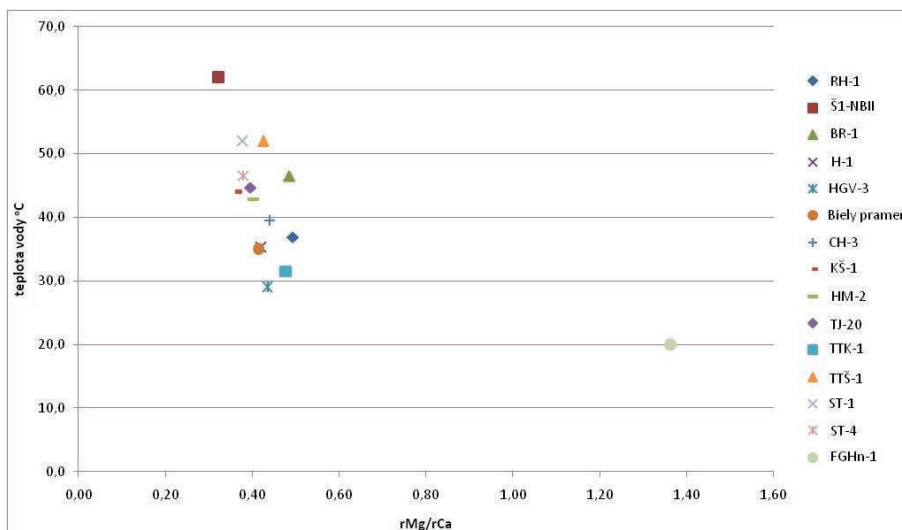
Obr. 26. Vzťah charakterizačného koeficientu $rNa + rK/rCa + rMg$ a teploty vody.



Obr. 27. Vzťah charakterizačného koeficientu $rNa + rK/rCa + rMg$ a koeficientu rMg/rCa .



Obr. 28. Vzťah charakterizačného koeficientu rSO_4/M a teploty vody.



Obr. 29. Vzťah charakterizačného koeficientu rMg/rCa a teploty vody.

Tab. 26a. Chemické zloženie vybraných ukazovateľov geotermálnej vody hornonitrianskej oblasti (teplota vody v °C, koncentrácia iónov, celková mineralizácia M, SiO₂ a voľný CO₂ v mg · l⁻¹, príslušnosť k tektonickej jednotke podľa farby).

Názov zdroja	Lokalita	Tepl. vody	pH	M	SiO ₂	Voľný CO ₂	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
RH-1	Handlová	36,9	7,04	1 066	18,4	70,4	28,0	7,7	164,0	49,1	11,0	368,0	398
FGHn-1	Handlová	20,0	8,76	393	18,0	0,0	51,0	8,3	25,2	20,8	19,1	28,2	217
Baňa Handlová – Biely prameň	Handlová	35,0	6,73	2 074	18,6		67,2	20,4	373,0	93,8	10,1	975,0	498
CH-3	Chalmová	39,5	7,00	1 118	30,5	33,0	26,1	9,8	200,0	53,5	9,1	494,1	317
Š1-NBII	Nováky – Koš	62,0	6,77	816	37,1	88,9	51,2	11,6	140,0	27,4	5,7	288,0	360
BR-1 Jesenius II	Bojnice	46,5	7,35	670	26,8	59,4	19,9	3,0	101,0	29,7	2,4	86,9	394
KŠ-1	Kremnica	44,0		1 542			46,0	19,4	290,6	63,8	7,6	802,0	311
HM-2	Turčianske Teplice	42,8	6,85	1 613	49,6	162,8	67,8	10,9	262,9	64,2	6,4	540,4	610
TJ-20	Turčianske Teplice	44,7	6,85	1 518	40,4	491,0	45,3	9,9	259,7	62,3	2,5	549,3	549
TTK-1	Turčianske Teplice	31,5	7,05	1 505	47,9	436,7	39,6	9,1	245,3	71,0	3,6	485,2	598
TTŠ-1	Turčianske Teplice	52,0	7,60	2 477	43,5	70,4	35,0	23,2	462,5	119,2	2,1	1 251,2	531
ST-1	Sklené Teplice	52,1	7,35	2 490	27,0	125,6	21,3	12,1	498,6	113,8	3,2	1 460,7	342
ST-4	Sklené Teplice	46,5	6,75	2 620	22,3	164,0	29,3	21,6	524,3	120,4	3,7	1 494,0	403
H-1	Vyhne	35,3	6,50	1 084	31,2	122,3	23,2	22,4	178,0	45,2	2,8	245,3	531
HGV-3	Vyhne	29,1	7,09	909	29,8	70,4	16,6	12,0	152,0	40,1	2,1	187,0	469

Tab. 26b. Palmerove-Gazdove charakteristiky a typy geotermálnej vody hornonitrianskej oblasti.

Palmerove-Gazdove charakteristiky									
Názov zdroja	S ₁	S ₂	A ₁	A ₂	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (SO ₄)	Chemický typ	Palmerov-Gazdov typ
RH-1	10,00	45,00	0,00	41,90	2,14	7,85	45,00	Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄	S ₂ (SO ₄)–A ₂ prechodný
FGHn-1*	24,13	0,00	20,82	55,02	11,48	12,55	0,00	Na–Mg–HCO ₃	A ₂ základný nevýrazný
Baňa Handlová – Biely prameň	11,48	60,13	0,00	28,37	0,99	10,49	60,13	Ca–Mg–SO ₄	S ₂ (SO ₄) základný nevýrazný
CH-3	8,74	58,31	0,00	32,94	1,63	6,85	58,31	Ca–Mg–SO ₄	S ₂ (SO ₄) základný nevýrazný
Š1-NBII	21,46	29,61	0,00	48,93	1,33	20,12	29,61	Ca–HCO ₃ –SO ₄	zmiešaný
BR-1 Jesenius II	11,11	11,42	0,00	77,44	0,83	10,28	11,42	Ca–Mg–HCO ₃	A ₂ základný výrazný
KŠ-1	11,20	65,63	0,00	23,00	0,97	10,24	65,63	Ca–SO ₄	S ₂ (SO ₄) základný nevýrazný
HM-2	14,83	38,50	0,00	46,57	0,84	13,99	38,50	Ca–HCO ₃ –SO ₄	S ₂ (SO ₄)–A ₂ prechodný
TJ-20	10,89	45,22	0,00	43,88	0,34	10,55	45,22	Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄	S ₂ (SO ₄)–A ₂ prechodný
TTK-1	9,76	41,29	0,00	48,94	0,50	9,16	41,29	Ca–Mg–HCO ₃ –SO ₄	A ₂ –S ₂ (SO ₄) prechodný
TTŠ-1	6,02	68,99	0,00	24,97	0,17	5,84	68,99	Ca–Mg–SO ₄	S ₂ (SO ₄) základný výrazný
ST-1	3,45	81,03	0,00	14,90	0,25	3,20	81,03	Ca–Mg–SO ₄	S ₂ (SO ₄) základný výrazný
ST-4	4,73	77,81	0,00	15,61	0,28	4,45	77,81	Ca–Mg–SO ₄	S ₂ (SO ₄) základný výrazný
H-1	11,14	26,20	0,00	62,55	0,57	10,57	26,20	Ca–Mg–SO ₄ –HCO ₃	A ₂ základný nevýrazný
HGV-3	8,63	25,33	0,00	65,97	0,52	8,12	25,33	Ca–Mg–SO ₄ –HCO ₃	A ₂ základný nevýrazný

Tab. 26c. Vybrané charakterizačné koeficienty geotermálnej vody hornonitrianskej oblasti.

Názov zdroja	Charakterizačné koeficienty				
	rHCO ₃ /rCl	rNa + rK/rMg + rCa	rMg/rCa	rSO ₄ /M	rSO ₄ /rCl
RH-1	21,02	0,12	0,49	0,27	24,69
FGHn-1	6,61	0,82	1,36	0,06	1,09
Baňa Handlová – Biely prameň	28,65	0,13	0,41	0,35	71,25
CH-3	20,26	0,10	0,44	0,33	40,08
Š1-NBII	36,82	0,27	0,32	0,25	37,43
BR-1 Jesenius II	93,82	0,13	0,48	0,11	26,29
KŠ-1	23,94	0,13	0,36	0,38	78,41
HM-2	55,57	0,18	0,40	0,26	62,52
TJ-20	128,66	0,12	0,40	0,28	163,50
TTK-1	97,87	0,11	0,48	0,25	100,87
TTŠ-1	144,81	0,06	0,42	0,37	433,58
ST-1	62,04	0,04	0,38	0,42	336,91
ST-4	63,24	0,05	0,38	0,41	298,03
H-1	110,16	0,13	0,42	0,18	64,65
HGV-3	127,94	0,09	0,44	0,17	64,80

Pozn.: M – celková mineralizácia

Tab. 27. Saturačné indexy zdrojov geotermálnej vody vo vzťahu k vybraným minerálnym fázam (vypočítané v programe PHREEQC) (príslušnosť k tektonickej jednotke podľa farby).

		Anhydrit CaSO ₄	Aragonit CaCO ₃	Kalcit CaCO ₃	Dolomit CaMg(CO ₃) ₂	Sadrovec CaSO ₄ · 2H ₂ O
Hronikum	RH-1	-1,1	0,32	0,45	0,82	-0,94
	Š1-NBII	-1	0,28	0,4	0,55	-1,03
	BR-1 Jesenius II	-1,72	0,63	0,76	1,5	-1,63
	H-1	-1,24	-0,07	0,07	-0,01	-1,07
	HGV-3	-1,4	0,34	0,49	0,78	-1,2
Fatrikum	Baňa Handlová – Biely prameň	-0,56	0,3	0,43	0,68	-0,38
	CH-3	-0,91	0,27	0,41	0,68	-0,77
	KŠ-1	-0,61	0,41	0,54	0,88	-0,5
	HM-2	-0,81	0,52	0,65	1,16	-0,69
	TJ-20	-0,79	0,5	0,63	1,11	-0,68
	TTK-1	-0,93	0,55	0,69	1,24	-0,74
	TTŠ-1	-0,31	1,43	1,56	2,97	-0,26
	ST-1	-0,22	1,02	1,15	2,09	-0,17
	ST-4	-0,25	0,45	0,58	0,97	-0,15
FGHn-1	-2,8	0,83	0,98	2,17	-2,56	

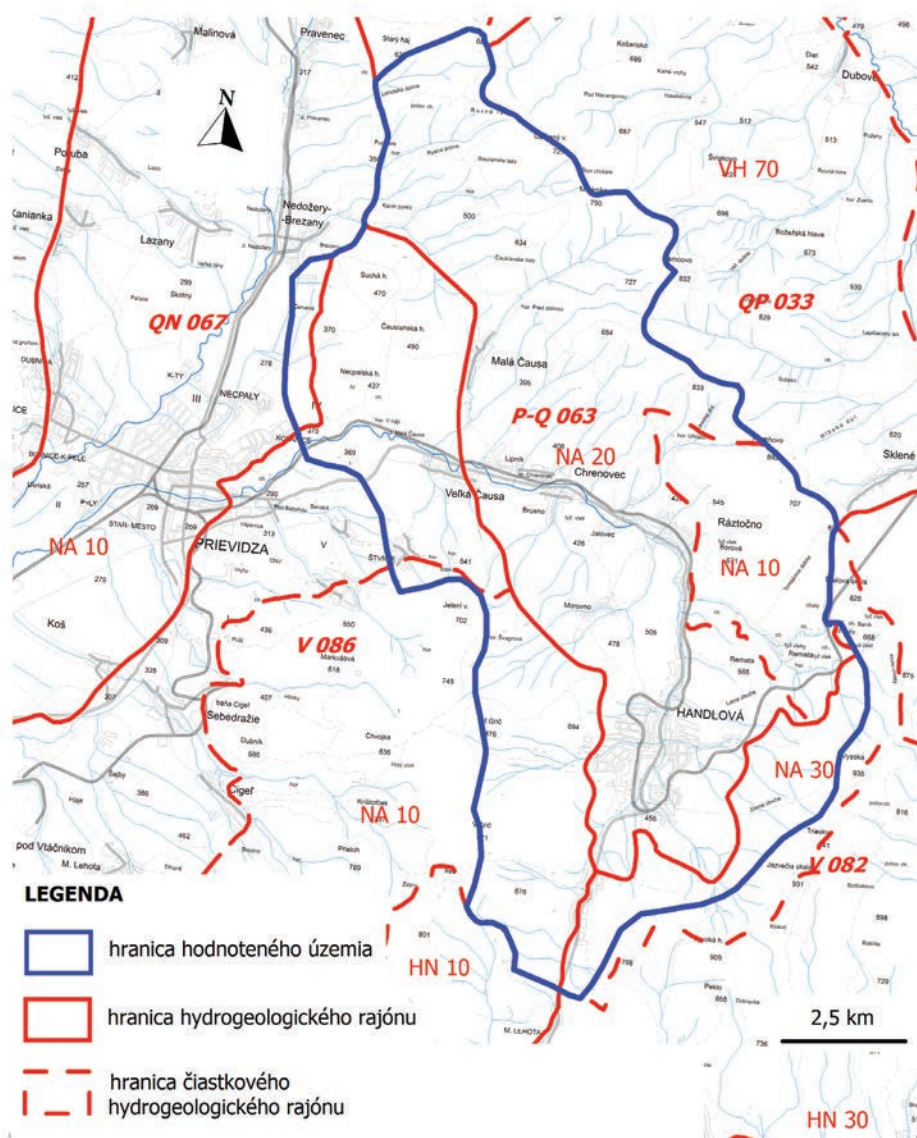
V Západných Karpatoch sú veľmi nízke hodnoty tohto koeficientu (nižšie ako 0,02) charakteristické napríklad pre prostredie čistých karbonátov (Rapant et al., 1996). Z posudzovaných vzoriek vody najnižšie hodnoty (0,04 – 0,06) tohto koeficientu sa zistili vo vode zo zdrojov v Sklených Tepliciach (ST-1, ST-4) a Turčianskych Tepliciach (TTŠ-1). Z toho vyplýva ich veľmi limitovaný styk so silikátovými minerálmi. Hodnoty charakterizačného koeficientu rMg/rCa sa okrem vody z vrtu FGHN-1 pohybujú v malom rozpätí (0,36 – 0,49) a indikujú obeh vody v zmiešaných dolomiticko-vápenatých komplexoch. Ako sme už uviedli, pre posudzovanú vodu je charakteristický výrazný rozptyl podielu síranovej zložky na chemickom zložení. Z tohto pohľadu je zaujímavý vzťah charakterizačného koeficientu rSO_4/M k teplote vody (obr. 28). S výnimkou bojnických teriem (BR-1) a zdroja Š1-NBII je zjavný trend nárastu podielu rSO_4/M so stúpajúcou teplotou. Táto korelácia by mohla súvisieť s dĺžkou a hĺbkou obehu geotermálnej vody – pre vodu s vyššou teplotou je charakteristický dlhší čas jej zdržania v prostredí a nárast podielu síranov aj hodnota celkovej mineralizácie (zdroje fatrika s najvýraznejším zastúpením síranov sú ST-1, ST-4, TTŠ-1 a KŠ-1). Zaujímavý

je vzťah charakterizačného koeficientu rMg/rCa a teploty vody (obr. 29). S výnimkou vody z vrtu FGHN-1 je zrejmy trend mierneho nárastu podielu rMg/rCa s klesajúcou teplotou. To znamená, že pri vyššej teplote je podiel Ca^{2+} v porovnaní s Mg^{2+} vyšší.

Hodnotenie množstva podzemnej vody a jej kategorizácia

Ohraničenie prieskumného územia vo vzťahu k hydrogeologickým rájonom a čiastkovým rájonom (obr. 30) zahŕňa:

- P-G 063 – Kryštalinikum, mezozoikum a paleogén jz. časti pohoria Žiar a Handlovskej kotliny (NA 10 – čiastkový rájón mezozoika; NA20 – čiastkový rájón kryštalinika a paleogénu);
- QN 067 (Neogén a kvartér Hornonitrianskej kotliny) (NA10 – čiastkový rájón kvartéru a neogénu Prievidzskej kotliny);
- V 082 (Neovulkanity Kremnických vrchov) (NA30 – čiastkový rájón západnej časti pohoria);
- V 086 (Neovulkanity pohorí Vtáčnik a Pohronský Inovec) (čiastkový rájón NA10 – bilančný profil



Obr. 30. Ohraničenie prieskumného územia vo vzťahu k hydrogeologickým rájonom a čiastkovým rájonom.

5 660 Handlovka-ústie a bilančný profil 5 440 Handlovka – Handlová a čiastkový rajón NA 20, bilančný profil 5 660 Handlovka-ústie).

V študovanom území nebolo stanovené využiteľné množstvo geotermálnej vody. Využiteľné množstvo geotermálnej vody v hydrogeologickom rajóne QN 067 (zasahujúcim do skúmanej oblasti) je $26,77 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z toho odoberané množstvo predstavuje $6,65 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Výpočet množstva podzemnej vody

Pri výpočte prírodných zdrojov podzemnej vody v skúmanej oblasti sme využili výsledky pozorovaní prítoku povrchových tokov na 2 objektoch SHMÚ s dlhšími radmi pozorovaní.

Prehľad navrhovaných prírodných zdrojov podzemnej vody v celej skúmanej oblasti Handlovskej kotliny, t. j. v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063, sv. časti hydrogeologického rajónu V 086 a sz. časti hydrogeologického rajónu V 082 je bližšie špecifikovaný v tab. 28.

Stanovenie **využiteľného množstva podzemnej vody** sa opieralo o výsledky archivovaných hydrogeologických vrtných prác, výsledky dlhodobých pozorovaní výdatnosti prameňov základnej siete SHMÚ alebo v rámci účelovej siete ŠGÚDŠ, ako aj vyhodnotenie záznamov o odoberanom množstve podzemnej vody jednotlivými organizáciami (vodárenské spoločnosti, Hydrofond SHMÚ).

Určenie využiteľného množstva geotermálnej vody vychádzalo z vyhodnotenia a interpretácie hydrodynamických skúšok na vrte RH-1 v Handlovej.

Prehľad navrhovaných prírodných zdrojov podzemnej vody v **oblasti hydrogeologického rajónu PG 063** bol prepočítaný samostatne (plocha oblasti je $77,67 \text{ km}^2$). Evidovaný priemerný odtok podzemnej vody z oblasti hydrogeologického rajónu PG 063 [po prepočítaní priemerného merného odtoku podzemnej vody (Kille) stanovený na objekte SHMÚ 6 560 v Prievidzi (pozorovanie v rokoch 1968 – 2011)] prepočítaný na plochu hodnotenej oblasti predstavuje $325,44 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. **Odtok podzemnej vody len z hydrogeologického rajónu PG 063 spolu s bilančne stanoveným skrytým odtokom zo „sklenianskeho mezozoika“ mimo hodnotenej oblasti predstavuje $378,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.**

Z hodnôt získaných separáciou odtoku podzemnej vody sme uprednostnili dlhodobé merania – k dispozícii sme

mali dva objekty na Handlovke, pozorované SHMÚ od roku 1931 (objekt 6 550 v Handlovej), resp. od roku 1968 (objekt 6 560 v Prievidzi). Merný odtok podzemnej vody zistený na objekte v Handlovej ($6,97 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) zodpovedá horskému charakteru vyššie položeného povodia. Výškovým pomerom celého územia viac zodpovedá objekt v Prievidzi (6 550), ktorý s hodnotou $4,19 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ bol zvolený ako etalón pri stanovení prírodných zdrojov podzemnej vody v oblasti (obr. 31).

Prehľad navrhovaného využiteľného množstva podzemnej vody v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063, sv. časti hydrogeologického rajónu V 086 a sz. časti hydrogeologického rajónu V 082 je bližšie špecifikovaný v tabuľkách 29 až 31.

Z poloprevádzkovej čerpacej skúšky (22,7 dní) pri stabilnom čerpanom množstve $Q = 15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ so stálou povrchovou teplotou vody $37,5 \text{ }^\circ\text{C}$ a pri ustálenom priebehu hĺbkového tlaku ($75,13 \text{ bar}$ v hĺbke 850 m), ako aj ustálenom priebehu hladiny vody vo vrte ($47,2 \text{ m}$ od ústia vrtu) je možné konštatovať, že zistené množstvo geotermálnej vody $15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ z vrtu RH-1 v Handlovej možno považovať za **využiteľné množstvo geotermálnej vody (využiteľné množstvo geotermálnej energie $1,41 \text{ MW}$)**, ktoré je možné z vrtu odoberať na využívanie pomocou čerpadla.

Využiteľné množstvo podzemnej vody z **pozorovaných prameňov** v hodnotenej oblasti predstavuje $65,19 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Využiteľné množstvo podzemnej vody v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063 predstavuje $56,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Q_{300}) (tab. 29).

Využiteľné množstvo podzemnej vody z **hydrogeologických vrtov** v hodnotenej oblasti predstavuje $67,03 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063 predstavuje $49,43 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (odporúčaná výdatnosť so zohľadnením kvality vody alebo protokolu KKZZ) (tab. 30).

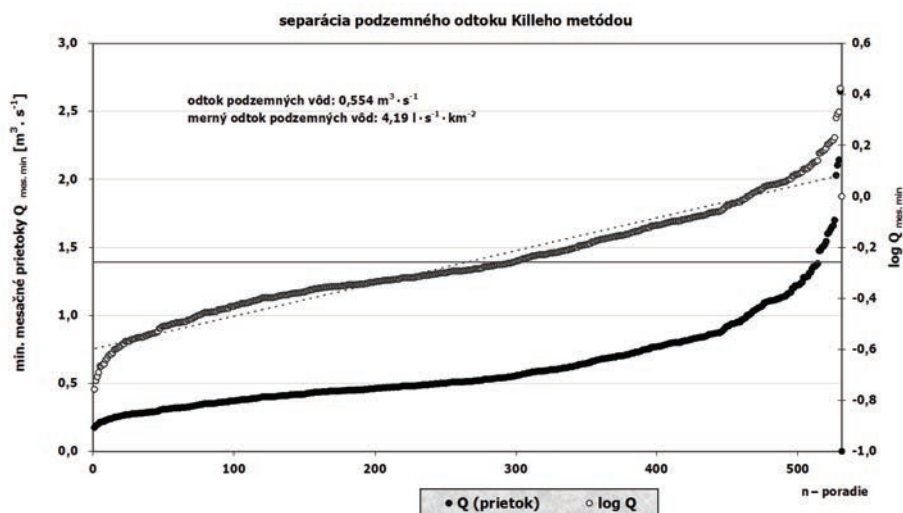
Kategorizácia a využiteľné množstvo podzemnej vody

Prehľad prírodných zdrojov a využiteľného množstva podzemnej vody v **celej skúmanej oblasti Handlovskej kotliny**, t. j. v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063, sv. časti hydrogeologického rajónu V 086 a sz. časti hydrogeologického rajónu V 082, je uvedený v tab. 31. Podľa tejto tabuľky tvorí využiteľné množstvo podzemnej vody v hod-

Tab. 28. Špecifikácia prírodných zdrojov podzemnej vody v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063, sv. časti hydrogeologického rajónu V 086 a sz. časti hydrogeologického rajónu V 082.

Priemerný merný odtok podzemnej vody z pozorovaného povodia Handlovky v Prievidzi	$4,19 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$
Celková plocha hodnotenej oblasti hydrogeologického rajónu PG 063, sv. časti hydrogeologického rajónu V 086 a sz. časti hydrogeologického rajónu V 082	$123,52 \text{ km}^2$
Evidovaný priemerný odtok podzemnej vody z územia	$517,57 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$
Bilančne stanovený skrytý odtok zo „sklenianskeho mezozoika“ mimo hodnotenej oblasti (v hydrologickom roku 2009 podľa Vranu et al., 2010)*	$52,84 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$
SPOLU odtok podzemnej vody:	$570,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$
SPOLU priemerný merný odtok podzemnej vody:	$4,62 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$

Pozn.: * – odtok podzemnej vody vyčlenený Killeho metódou z pozorovaní na objekte SHMÚ 6 560 v období 1968 – 2011 (plocha povodia $132,15 \text{ km}^2$)



Obr. 31. Grafické znázornenie vyčlenenia odtoku podzemnej vody z prietoku Handlovky meraného na objekte 6 560 v Prievidzi (obdobie 1968 – 2011; plocha povodia 132,15 km²) sensu Fendeková a Fendek (1999).

Tab. 29. Špecifikácia využiteľného množstva podzemnej vody z pozorovaných prameňov v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063, sv. časti hydrogeologického rajónu V 086 a sz. časti hydrogeologického rajónu V 082.

Lokalita	Názov	Q_{300} [$\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$]	Q_{min} [$\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$]	Q_{priem} [$\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$]	Q_{max} [$\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$]	Poznámka
Ráztočno	Tepličky	7,80	6,61	8,49	9,95	pozorovania SHMÚ v období 11/1992 až 10/1997
Ráztočno	Tepličky		6,30	7,29	9,00	týždenné režimové pozorovania v rámci účelovej siete ŠGÚDŠ v období 11/2008 až 11/2009 – výpočet využiteľného množstva vychádzal z dlhodobších pozorovaní SHMÚ
Handlová (Remata)	Pekelňa	2,31	1,62	2,48	3,22	pozorovania SHMÚ v období 11/1955 až 10/2011
Handlová	Mlynský č. 1	6,60	4,71	8,78	19,20	pozorovania SHMÚ v období 11/1954 až 10/1997
Handlová (Remata)	Tunel	37,90	35,40	38,93	49,50	pozorovania SHMÚ v období 11/1955 až 10/1961
Ráztočno	Bralský tunel		1,75	2,69	3,78	6 nepravidelných meraní na odpadovom výpuste realizovaných ŠGÚDŠ v období 12/2008 až 2/2010 počas odberu vzoriek – nezarátaný do výpočtu
Ráztočno	Ráztočno	9,60	6,06	14,41	27,14	týždenné režimové pozorovania v rámci účelovej siete ŠGÚDŠ v období 11/2008 až 11/2009
Remata	Volova riť	0,98	0,95	1,15	2,10	týždenné režimové pozorovania v rámci účelovej siete ŠGÚDŠ v období 11/2008 až 11/2009
Malá Čausa	vrt ČH-1		0,09	0,10	0,20	týždenné režimové pozorovania prelivu na vrte ČH-1 v rámci účelovej siete ŠGÚDŠ v období 11/2008 až 2/2010, do výpočtu využiteľného množstva je zarátaný v tab. 30
	SPOLU:	65,19	64,33	86,12	128,87	

Pozn.: Sivým podfarbením podkladu sú zvýraznené pozorované pramene, ktoré sa nachádzajú v hydrogeologickom rajóne PG 063 *Kryštalínikum, mezozoikum a paleogén jz. časti pohoria Žiar a Handlovskej kotliny*.

notenej oblasti (spolu $170,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) **29,9 %** podiel z celkových prírodných zdrojov, vyčíslených na $570,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Prehľad navrhovaných prírodných zdrojov a využiteľného množstva podzemnej vody **len v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063 Kryštalínikum, mezozoikum a paleogén jz. časti pohoria Žiar a Handlovskej kotliny**

bol prepočítaný samostatne. Celková plocha hydrogeologického rajónu PG 063 predstavuje $77,67 \text{ km}^2$. Podľa tab. 32 tvorí využiteľné množstvo podzemnej vody v oblasti **hydrogeologického rajónu PG 063 (spolu $105,82 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) 28,0 %** podiel z celkových prírodných zdrojov, vyčíslených na $378,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Tab. 30. Špecifikácia využiteľného množstva podzemnej vody z **hydrogeologických vrtov** v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063, sv. časti hydrogeologického rajónu V 086 a sz. časti hydrogeologického rajónu V 082.

Označenie vrtu	Lokalita	Autor	Rok	Č. spr. v geofonde	Q _{odp.} – odporúčaná výdatnosť so zohľadnením kvality vody alebo protokolu KKZZ [l . s ⁻¹]
HP-3a	Necpaly nad Nitrou – Brezany	Bátory et al.	1973	31 095	0,04
HNP-6	Nedožery	Bubeník et al.	1976	39 644	0,41
HE-1 poz.	Handlová	Stolečnan	1986	65 224	1,00
HE-4 poz.	Handlová	Stolečnan	1986	65 224	0,26
HE-3 poz.	Handlová	Stolečnan	1986	65 224	7,42
HE-5 poz.	Handlová	Stolečnan	1986	65 224	8,47
HGJ-1	Jalovec	Francistyová	1988	69 803	31,66
FGHn-1	Handlová	Fendek et al.	2004	90 218	2,17
ČH-1	Malá Čausa	Černák et al.	2012		0,60
RH-1	Handlová	Černák et al.	2012		15,00
SPOLU:					67,03

Pozn.: Sivým podfarbením podkladu sú zvýraznené hydrogeologické vrty, ktoré sa nachádzajú v hydrogeologickom rajóne PG 063 *Kryštalinikum, mezozoikum a paleogén jz. časti pohoria Žiar a Handlovskej kotliny*.

Perspektívne oblasti na získavanie a využívanie podzemnej vody

Z hľadiska možnosti získania nových zdrojov podzemnej vody v oblasti Handlovskej kotliny sú perspektívne a najnádejnejšie oblasti viazané na mezozoické karbonáty, andezitové vulkanické horniny a na zlomové a tektonické zóny. V horninách kryštalinika neboli overené sústredené výtoky podzemnej vody. Pramene z tohto horninového komplexu sú rozptýlené s prevažne nízkou výdatnosťou, ktorá je v čase nestála.

Podzemná voda s pôvodom v karbonátoch mezozoika má v skúmanom území z hľadiska súčasného využívania, ale aj z pohľadu jej perspektívnych zdrojov veľký význam. Nezachytené pramene z týchto komplexov boli zdokumentované v lokalite Remata (s výdatnosťou v intervale 0,5 – 1,6 l . s⁻¹) v údolí Hraničného potoka. V tejto oblasti bariéru podzemnej vode s obehom v mezozoických komplexoch tvorí súvrstvie flyšového charakteru paleogénnych hornín (hutianskeho a zubereckého súvrstvia). Podzemná voda tu vystupuje po zlomoch do alúvia Hraničného potoka, pričom na úpätí svahu tvorí niekoľko sústredených výverov a v alúviu tvorí mokrinu (obr. 9).

Jednorazovým meraním prietoku bol v danom úseku zdokumentovaný prírastok 8,6 l . s⁻¹. V okolí sa nachádzajú rekreačné chaty bez kanalizácie, čo treba brať do úvahy pri ochrane kvality podzemnej vody po potenciálnom zachytení sústredených výverov. Prameň Volova riť, ktorý má infiltračnú zónu aj vo vulkanických horninách, je zachytený do betónovej nádrže a vodárensky sa nevyužíva. Tento prameň sa nachádza už nad rekreačnou oblasťou.

V hydrogeologickom rajóne V 082 v Kremnických vrchoch boli meraním prietoku a mapovacími prácami zdokumentované prírastky do povrchových tokov na čelách lávových prúdov andezitov, prípadne v horninovom celku intrúzií dioritových porfýrov. Na lokalite boli zdokumentované aj výdatnejšie pramene do zhruba 5 l . s⁻¹, napr. na lo-

kalite Zimné úbočie – Vysoká – Kozie chrbty (obr. 13). Na západnej strane Handlovskej kotliny v oblasti Veľký Grič – Malý Grič sú výdatnejšie pramene z vulkanitov v prevažnej miere zachytené.

Uvedené hodnoty výdatnosti prameňov pochádzajú z jednorazových meraní počas mapovania v rámci tejto geologickej úlohy.

Zistenie nového zdroja termálnej vody vo vrte RH-1 v Handlovej (množstvo vody 15 l . s⁻¹, teplota vody 37,5 °C, priaznivé chemické zloženie vody – Ca–Mg–SO₄–HCO₃ typ s mineralizáciou 1,073 g . l⁻¹ s malým obsahom H₂S a bez tvorby inkrusty) otvára pre toto mesto, ale aj pre jeho okolie úplne nový priestor a novú perspektívu ďalšieho rozvoja.

Možnosti a spôsoby využitia termálnej vody z vrtu RH-1 naznačuje aj jej podobnosť s vodou a jej využívaním v Turčianskych Tepliciach alebo Chalmovej a Kremnici.

ZÁVER

Výsledky geologického výskumu predstavujú syntézu geologických, geofyzikálnych, hydrogeologických a hydrogeochemických údajov a výsledkov, ktoré boli získané komplexným hydrogeologickým hodnotením regiónu Handlovskej kotliny. Na relatívne malej ploche skúmaného územia (123,5 km²) vystupuje na povrch pestrá paleta hornín, ktoré predstavujú takmer kompletne zastúpenie stupňov stratigrafickej tabuľky. Na geologickej stavbe územia sa podieľajú jednotky kryštalinika a sedimenty mladšieho paleozoika a mezozoika v tektonických jednotkách tatrika, fatrika a hronika ako súčasť príkrovovej stavby Západných Karpát, terciérne sedimenty výplne panvy Hornonitrianskej kotliny, neovulkanity Vtáčnika a Kremnických vrchov a kvartérne sedimenty pleistocénu a holocénu. Tektonické jednotky tatrika, fatrika a hronika vystupujú na povrch na

Tab. 31. Špecifikácia prírodných zdrojov a využiteľného množstva podzemnej vody v celej skúmanej oblasti Handlovskej kotliny, t. j. v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063, sv. časti hydrogeologického rajónu V 086 a sz. časti hydrogeologického rajónu V 082.

PRÍRODNÉ ZDROJE					
		Plocha oblasti [km ²]	Prírodné zdroje spolu [l . s ⁻¹]		
Hydrogeologický rajón PG 063, sv. časť hydrogeologického rajónu V 086 a sz. časť hydrogeologického rajónu V 082		123,52	570,41		
VYUŽITEĽNÉ MNOŽSTVO					
Katégoria	Zdroj	Q ₃₀₀ [l . s ⁻¹]	Evidované využívané množstvo Q [l . s ⁻¹]	Odporúčaná výdatnosť' Q [l . s ⁻¹]	
C	pozorované pramene (aj pozorované zachytené)	65,19			
C	hydrogeologické vrty			67,03	
C	využívané zdroje (pramene a vrty)		38,06		
C	Využiteľné množstvo spolu:				170,28 l . s ⁻¹

Pozn.: Q₃₀₀ – výdatnosť s 300-dňovou pravdepodobnosťou prekročenia

Tab. 32. Špecifikácia prírodných zdrojov a využiteľného množstva podzemnej vody v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063.

PRÍRODNÉ ZDROJE					
		Plocha oblasti [km ²]	Prírodné zdroje spolu [l . s ⁻¹]		
Hydrogeologický rajón PG 063		77,67	378,28		
VYUŽITEĽNÉ MNOŽSTVO					
Katégoria	Zdroj	Výdatnosť' s 300-dňovou pravdepodobnosťou prekročenia Q ₃₀₀ [l . s ⁻¹]	Evidované využívané množstvo Q [l . s ⁻¹]	Odporúčaná výdatnosť' Q [l . s ⁻¹]	
C	pozorované pramene (aj pozorované zachytené)	56,28			
C	hydrogeologické vrty			49,43	
C	využívané zdroje (pramene a vrty)		0,12		
C	Využiteľné množstvo spolu:				105,82 l . s ⁻¹

severe územia, smerom na juh a juhozápad sa ponárajú pod paleogénne a neogénne horniny. Geologická stavba skúmaného územia je v dôsledku zlomovej tektoniky dosť komplikovaná a charakterizuje ju neogénna hrast'ovo-prepadlinová stavba.

Geofyzikálne práce umožnili detegovať tektonickú líniu smeru SZ – JV, ktorá sa na území mesta križuje s handlovským zlomom, resp. zlomovým pásmom. Línia smeru SZ – JV predstavuje v skúmanom území kľúčový prvok a pravdepodobne oddeľuje dva rôzne vývoje terciéru (bez neogénu na SV od línie a s neogénom na JZ od línie). Na Z od handlovského zlomového pásma spomínaná línia pravdepodobne oddeľuje od seba aj dva druhy predterciérneho podložia.

Na základe hydrogeologických vlastností horninového prostredia, obehu, režimu a chemického zloženia podzemnej vody bol v študovanom území vyčlenený hy-

drogeologický celok kryštalinika, mladšieho paleozoika a mezozoika, vnútrokarpatského paleogénu, neovulkanitov, neogénnej výplne Handlovskej kotliny, neovulkanitov a kvartérnych sedimentov.

Horniny kryštalinika charakterizuje puklinová priepustnosť a ich sutiny medzizrnová priepustnosť. Podzemná voda z nich odteká najmä početnými prameňmi s relatívne nízkou výdatnosťou (do 0,2 l . s⁻¹ – okolo 86 % prameňov). Pre nízko mineralizovanú podzemnú vodu kryštalinika sú charakteristické Ca–HCO₃, Ca–HCO₃–SO₄ až Ca–SO₄ typy chemického zloženia s prevažným rozpätím hodnôt celkovej mineralizácie 90 – 160 mg . l⁻¹.

V území si významnú pozornosť zasluhuje hydrogeologický celok mezozoických hornín, najmä hydrogeologický celok triasových karbonátov hronika, ktorý odvodňujú pramene Ráztočno (výdatnosť 12,9 l . s⁻¹), Pekelňa (výdatnosť 2,5 l . s⁻¹) a ďalšie. Merný odtok podzemnej vody z týchto

karbonátov predstavuje $10,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Pozornosť si zasluhuje prameň Teplý (Uhliská), ktorý odvodňuje karbonáty fatrika (výdatnosť $7,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Z karbonatických komplexov fatrika sumárne z geologického prostredia vyvierajú $17,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (jednorazové meranie 11. 7. 2012). Meraním prietoku boli zdokumentované aj prírastky na Hraničnom potoku v objeme $41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Režimové pozorovanie povrchových tokov zdokumentovalo v hydrologickom roku 2009 latentné prestupy časti podzemnej vody z karbonátov do Hraničného potoka.

Horniny mezozoika charakterizuje puklinová, resp. krasovo-puklinová priepustnosť. Podzemná voda mezozoických karbonátov je chemického typu Ca-Mg-HCO_3 , prípadne Ca-HCO_3 , s celkovou mineralizáciou prevažne v rozpätí $250 - 450 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Väčšie plošné rozšírenie v území dosahuje hydrogeologický celok hornín vnútrokarpatského paleogénu. Podzemná voda sa viaže na brekcie, zlepenca a pieskovce (borovského a okrajového súvrstvia a vrstiev bielopotočského typu) s puklinovou priepustnosťou. Výdatnosť prameňov tu je prevažne do $1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Vrstvy ílovcov a flyšu (hutianske a zuberecké súvrstvie) predstavujú hydrogeologický izolátor, resp. poloizolátor. Ak bazálne paleogénne klastiká (borovské súvrstvie) ležia priamo na triasových karbonátoch (napr. územie periférie triasových karbonátov hronika severne od Handlovej), tvoria spolu jeden zvodnený celok. Hydraulické parametre bielopotočského, zubereckého a hutianskeho súvrstvia sa testovali dlhodobou stupňovitou čerpacou skúškou s následnou stúpacou skúškou vo vrte ČH-1. Celková mineralizácia podzemnej vody z bazálneho paleogénneho súvrstvia v oblasti Handlovskej kotliny bola $176 - 422 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ s Ca-Mg-HCO_3 typom chemického zloženia. Celková mineralizácia podzemnej vody paleogénu flyšového vývoja sa pohybuje prevažne v rozpätí $450 - 800 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, väčšinou s Ca-HCO_3 , prípadne $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ typom chemického zloženia.

Hydrogeologicky významné kolektory podzemnej vody sedimentárneho neogénu sa nachádzajú najmä vo vrchnej časti neogénnej výplne kotliny. Súvrstvia šlírov, ílov a ílovcovo-tufitických vrstiev (čausianske, handlovske, novácke a košské súvrstvie) predstavujú hydrogeologický izolátor. Režim podzemnej vody, najmä v nadloží košského súvrstvia, je ovplyvnený ťažbou uhlia v handlovskom a cigel'skom ložisku (odvodňovanie). Z hľadiska chemického zloženia podzemná voda hornín sedimentárneho neogénu predstavuje vodu výrazného $\text{Ca-Mg-(K)-(Na)-HCO}_3$ typu s mineralizáciou $487 - 658 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (v oblasti Handlovskej kotliny boli k tomuto prostrediu priradené len 2 vzorky).

Hydrogeologický celok neovulkanitov tvoria horniny rôznych vulkanických komplexov a formácií (rôzne typy andezitov, vulkanických klastík, ryolity) Vtáčnika a Kremnických vrchov. Tieto horniny charakterizuje puklinová a puklinovo-medzizrnná priepustnosť. Lávové prúdy andezitov majú drenážnu funkciu vulkanoklastických súvrstiev, ktoré ich pokrývajú. Na čelách dobre rozpukaných lávových prúdov vyvierajú prevažne vrstvové a puklinovo-vrstvové pramene s výdatnosťou medzi 1 až $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Podzemná voda efuzívnych hornín sa vyznačuje nízkou priemernou hodnotou celkovej mineralizácie, $190 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Podzemnú

vodu charakterizuje Ca-(Mg)-HCO_3 typ chemického zloženia. Podzemná voda vulkanoklastik sa vyznačuje vyššou hodnotou celkovej mineralizácie ($335 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) predovšetkým v dôsledku prítomnosti karbonatického materiálu.

Osobitnú skupinu podzemnej vody v oblasti tvorí podzemná voda prestupujúca z kryštalinika, resp. vulkanického neogénu do karbonátov mezozoika (prípadne paleogénu). Superpozícia neovulkanitov nad paleogénnymi horninami, ktoré sú ako celok relatívne nepriepustné, nevytvára v regionálnej mierke vhodné podmienky na prestup podzemnej vody neovulkanitov do podložja. Neplatí to v prípade zlomových pásiem v neovulkanitoch. Príkladom je podzemná voda vytekajúca z Bralského tunela (Remata) v množstve $35 - 45 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ na styku neovulkanitov a triasových karbonátov hronika, ktorej formovanie na základe jej chemického zloženia prebieha v horninách neovulkanitov. Podzemná voda neovulkanitov predstavuje chemický typ Ca-Mg-HCO_3 , resp. $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$ s pomerne nízkou, ale dosť variabilnou mineralizáciou (priemerne 200 až $300 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$).

Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov zahŕňa fluvialne, proluviálne a deluviálne sedimenty. Podzemná voda s obehom vo fluvialných sedimentoch údolných nív má variabilné chemické zloženie, vyznačuje sa $\text{Ca-(Na)-(Mg)-HCO}_3$ typom chemického zloženia s hodnotami celkovej mineralizácie okolo $500 - 900 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

V toku Handlovka pod Handlovou bola jednorazovým expedičným meraním prietoku zdokumentovaná strata $35,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ($13,3 \%$ prietoku). Pred Jalovcom bol zdokumentovaný prírastok na povrchovom toku $40,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ($9,6 \%$ prietoku). Pri zohľadnení chyby merania 5% ide o minimálne zmeny v prietoku. Na základe toho predpokladáme, že funkcia handlovskeho zlomu má vo vzťahu k povrchovej vode v tejto časti minimálny význam z pohľadu drenáže alebo dotácie podzemnej vody.

Vrťom ČH-1 v Malej Čause (hlbokým $151,5 \text{ m}$) boli zastihnuté v intervale $0,0 - 7,3 \text{ m}$ kvartérne sedimenty a v intervale $7,3 - 151,5 \text{ m}$ paleogénno-neogénne sedimenty. Na základe hydrodynamických skúšok bola vypočítaná hodnota $T = 4,15 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $k = 8,64 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, ktorá reprezentuje prostredie v širšom okolí vrťu. Hodnota mernej výdatnosti q pri jednotlivých stupňoch zníženia sa pohybuje od $0,013 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ do $0,038 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$.

Geotermálna voda overená hydrogeologickým vrťom RH-1 v Handlovej (hlbokým $1201,3 \text{ m}$) sa viaže na mezozoické dolomity a vápence (kolektory geotermálnej vody). Prítoky geotermálnej vody vo vrťe boli zachytené predovšetkým v mezozoických dolomitoch a vápencoch pomocou pažníc s vrťanou perforáciou približne (15%) v intervale $862,0 - 1201,3 \text{ m}$. Ustálená hladina vody vo vrťe pred čerpacou skúškou predstavovala $47,94 \text{ m}$, výdatnosť dosiahla $15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri hladine vody $47,20 \text{ m}$ (od ústia vrťu). Teplota vody na povrchu predstavovala $37,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Ustálená hladina vody vo vrťe po stúpajúcej skúške bola $45,40 \text{ m}$ (od ústia vrťu). Vypočítaný bol koeficient absolútnej prietochnosti $T_p = 1,423 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$, koeficient priepustnosti $k_p = 3,557 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, koeficient filtrácie $k_f = 5,047 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficient prietochnosti $T = 2,018 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Na základe chemického zloženia, respektíve obsahu hlavných iónov je geotermálna voda z vrťu RH-1 kal-

ciovo-magnéziovo-hydrogenuhlčitanovo-síranového chemického typu (Ca–Mg–HCO₃–SO₄ typ) s celkovou mineralizáciou 1 066 mg · l⁻¹. Z plynov voda obsahuje CO₂, H₂S a CH₄. Voda nespôsobuje inkrustáciu. Využiteľné množstvo geotermálnej vody 15,0 l · s⁻¹ (množstvo geotermálnej energie 1,41 MW) vychádzalo z vyhodnotenia a interpretácie hydrodynamických skúšok na vrte RH-1 v Handlovej (čerpacia skúška svojím časovým trvaním 22,7 dňa mala charakter poloprevádzkovej čerpacej skúšky) a druhu hydrogeotermálnej štruktúry (polo otvorená), v ktorej sa tvorí obnoviteľné množstvo geotermálnej vody a tým aj geotermálnej energie.

Prírodné zdroje podzemnej vody v **celej skúmanej oblasti Handlovskej kotliny** (123,52 km²), t. j. v oblasti hydrogeologického rajónu PG 063, sv. časti hydrogeologického rajónu V 086 a sz. časti hydrogeologického rajónu V 082, predstavujú 570,41 l · s⁻¹.

Pod'akovanie

Táto publikácia je zostavená na základe výsledkov financovaných z úlohy Ministerstva životného prostredia SR 15 07 *Základný hydrogeologický výskum Handlovskej kotliny*, riešenej ŠGÚDŠ v rokoch 2007 – 2012. Autori ďakujú za konštruktívne pripomienky k manuskriptu R. Flákovéj a D. Špankovej.

LITERATÚRA

- Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát, zv. 1. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 5 – 440.
- Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát, zv. 2. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 5 – 359.
- Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002, 1. vyd. *Bratislava, Ministretstvo životného prostredia SR, Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia*, 344 s.
- Auxt, A., 1999: Zhodnotenie možností získania geotermálnych vôd v okolí Handlovej – štúdia. Banská Bystrica, Geo-Tech-Consulting. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 52 s., viaz. pril., 1 diel. *Mapový list: M-34-110-D-c* (arch. č. 83 193).
- Auxt, A., Klúz, M., Šalagová, V., Beracko, I., Galisová, M., Dorčík, G., Szabová, H., Urbaník, J. a Berzáková, M., 1997: Neovulkanity Kremnických vrchov – severná časť, vyhľadávací HGP, Žilina, Ingeo. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 133 s., 115 pril., 2 diely (arch. č. 82 082).
- Bajtoš, P., Cicmanová, S., Baláž, P., Stupák, J., Pramuka, S., Michalko, J. a Šesták, P., 2011: Banské vody Slovenska vo vzťahu k horninovému prostrediu a ložiskám nerastných surovín. Záver. správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Bartková, E., Palkovičová, M. a Mikóczyová, Z., 1976: Morovno – vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu HM-1, HGP, účel: zabezpečiť výdatnosť zdroja pre zásobovanie hospodárstva pitnou a úžitkovou vodou. Vodné zdroje Bratislava. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 5 s. (arch. č. 37 639).
- Bátory, V., Takáčová, J., Lopašovský, K., Hauskrecht, J., Palkovičová, M. a Makrányiová, Z., 1973: Horná Nitra – HGP, cieľ: overiť zvodnenie štrkopiesčitých terciérnych sedimentov v spomínanej oblasti. Vodné zdroje Bratislava. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 30 s. (arch. č. 31 095).
- Beck, J., Šarkan, J., Daubner, P., Sivák, I., Hopková, M., Pipiška, S. a Chribík, J., 2009: Záverečná správa s výpočtom zásob výhradné ložisko Handlová, dobývací priestor Handlová. Surovina: hnedé uhlie. Stav k: 1. 1. 2009. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 64 s.
- Bezák, V. (ed.), Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, L., Grecula, P., Hraško, L., Ivanička, J., Jacko, S., st., Jacko, S. ml., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Bratislava), Kováčik, M. (Košice), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšovský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape SR 1 : 200 000. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 534 s., ISBN 978-80-89343-28-7.
- Biely, A., 1957: Zpráva o mapování mezozoika na južných svahoch Žiaru. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 61 – 72.
- Bubeník, I., Fričková, M., Beracko, I. a Šalaga, I., 1976: Prievidzská kotlina – vyhľadávací hydrogeologický prieskum, HGP, účel: overiť možnosť skrytých priestupov podzemných vôd z okrajových pohorí situovaním vrtov na okraji kotliny, SGÚ Žilina, IGHP. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 79 s., 48 pril., 1 diel. (arch. č. 39 644).
- Claypool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H. a Zak, I., 1980: The age of sulfur and oxygen isotopes in marine sulphates and their mutual interpretation. *Chem. Geol. (Amsterdam)*, 28, 199 – 260.
- Čechovič, V. a Šinavý, T., 1962: Paleogénne a spodnomiocénne vrstvy vo veľkobani Handlová. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 25 – 26, 163 – 168.
- Čechovič, V., 1933: Nástin petrografického složení a úložných poměrů třetihorních vyvřelín v Handlovské uhoľné pánvi. *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, IX.
- Čechovič, V., 1950: Geologické pomery Handlovskej a Nováckej uhoľnej panvy. *Geol. Sbor. (Bratislava)*, 2, 3, 4.
- Čechovič, V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. *Geol. Práce, Soš. (Bratislava)*, 53, 5 – 58.
- Čechovič, V., Gabčo, R. a Vass, D., 1963: Geologické pomery okolia zosuvu v Handlovej a ich vplyv na vznik zosuvu. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 8, 4, 353 – 359.
- Čechovič, V., Lehotayová, R., Planderová, E., Mihaliková, A. a Pulec, M., 1961: Zpráva o geologických pomeroch v okolí zosuvu Handlovej v r. 1960 – 1961. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Černák, R., Kordík, J. (eds.), Bottlik, F., Havrila, M., Helma, J., Kohút, M. a Šimon, L., 2004: Základná hydrogeologická a hydrogeochemická mapa pohoria Žiar v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, Ministerstvo život. prostr. SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Černák, R., Remšík, A., Malík, P., Kordík, J., Michalko, J., Bajtoš, P., Baráth, I., Boorová, D., Bottlik, F., Buček, S., Elečko, M.,

- Filo, I., Gregor, M., Jankulár, M., Kohút, M., Lenhartová, E., Marcin, D., Olšavský, M., Ondrejka, P., Polák, M., Siráňová, Z., Šimon, L., Zlinská, A., Žecová, K., Filo, I., Gretschek, J., Gyurusi, Cs., Mikuška, J., Olejník, M., Pašteka, R. a Šivo, A., 2012: Základný hydrogeologický výskum Handlovskej kotliny, záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (arch. č. 93 316).
- Dovina, V., Lexa, J., Vrana, K., Konečný, V., Gross, P., Vozár, J., Kullmanová, A., Planderová, E. a Sitár, V., 1985: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov Vtáčnika, čiastková záverečná správa, 1981 – 1985, Hydrogeologický výskum vybraných oblastí SSR. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 161 s. (arch. č. 63 665).
- Fendek, M., Havrila, M., Šimon, L., Hók, J., Žecová, K., Michalco, J., Bajtoš, P., Obernauer, D., Fendeková, M., Ženišová, Z., Král, M., Grand, T., Džuppa, P. a Komoň, J., 2004: Regionálne hydrogeotermálne zhodnotenie Hornonitrianskej kotliny. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Fendeková, M. a Fendek, M., 1999: Killeho metóda – teória a prax. *Podzemná voda (Bratislava)*, 5, 2, 77 – 87, ISSN 1335-105.
- Foster, E. E., 1948: Rainfall and runoff. *New York, MacMillan*, 487 s.
- Francistyová, E., 1988a: Jalovec – HD, vyhľadávací HGP, cieľ: získať zdroj pitnej a úžitkovej vody. AGROSTAV Žiar nad Hronom, nestr. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (arch. č. 69 803).
- Francistyová, E., 1988b: Ráztočno – HD, vyhľadávací HGP, cieľ: získanie pitnej a úžitkovej vody. AGROSTAV Žiar nad Hronom, nestr. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra* (arch. č. 69 806).
- Franko, O., Gazda, S., Gross, P. a Samuel, O., 1968: Základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Záver. správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Franko, O., Remšík, A. a Fendek, M. (eds.), 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 1 – 267.
- Franko, O., 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 52, 59 – 155.
- Franko, O., Kullman, E., Melioris, L. a Vrana, K., 1993: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 50 000 regiónu Horná Nitra, čiastk. záver. správa, 1992 – 1993. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, nestr.* (arch. č. 78 750).
- Franko, O., Kullman, E., Melioris, L. a Vrana, K., 1997: Hydrogeológia hornej Nitry. *Podzemná voda (Bratislava)*, III, 1, 56 – 79.
- Fritz, P. a Fontes, J. Ch. (eds.), 1986: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 3. *The Marine Environment. Amsterdam, Elsevier*, 219 – 256.
- Gašparik, J., 1974: Klasifikácia zlomov Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Gazda, S., 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a ich genetická klasifikácia. Materiály z III. celoslovenskej hydrogeologickej konferencie, Sekcia hydrogeológia. *Bratislava, SGÚ*, 43 – 50.
- Gedeon, M., 1999: Vyčlenenie podzemného odtoku modifikovanou Fosterovou metódou. *Podzemná voda (Bratislava)*, 5, 2, 88 – 93, ISSN 1335-105.
- Grinenko, V. A., Grinenko, L. N. a Zagražskaja, G. D., 1969: Kinetičeskij izotopnyj effekt pri vysokotemperaturnom vosstanovleniji sulfátov. *Geochimija*, 4.
- Gross, P., 1978: Paleogén pod stredoslovenskými neovulkanitmi. Materiály zo seminára Paleogeografický vývoj Západných Karpát. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 121 – 127.
- Gross, P., 2008: Litostratigrafia Západných Karpát: Paleogén – podtatranská skupina. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 1 – 78.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 81, 103 – 117.
- Halmo, J., Pokojný, J. a Verbich, F., 1997: Bojnica – ochranné pásma a ochranné opatrenia pre prírodné liečivé zdroje kúpeľného miesta, HGP, Organizácia: Prievidza, Hornonitrianske bane. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 21 s., 7 príl., 1 diel (arch. č. 81 513).
- Halmo, J., Vörös, S. a Beláček, J., 2001: Monitoring banských vôd v Nováckom uhoľnom ložisku vo vzťahu k technologickým aplikáciám druhotných surovín pri banskej činnosti. *Podzemná voda (Bratislava)*, 7, 2, 53 – 76, ISSN 1335-1052.
- Hók, J., Šimon, L., Kováč, P., Elečko, M., Vass, D., Halmo, J. a Verbich, F., 1995: Tectonics of the Hornonitrianska kotlina depression in the Neogene. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 46, 4, 191 – 196.
- Hoefs, J., 1987: Stable isotope geochemistry. *Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo, Springer Verlag*, 241 s.
- Hydroekologický plán povodia rieky Nitra, 2000. *Piešťany, Povodie Váhu*.
- Ivanička, J., Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. a Šimon, L., 1998: Geologická mapa Tribeča. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Jezný, M., Januš, J., Fendek, M., Fendeková, M., Vrana, K., Michalco, J., Smiešková, K., Mikoláš, S., Vondráček, L., Brodňanová, E. a Šemoda, J., 1995: Bojnica – ochranné pásmo kúpeľov, vyhľadávací HGP, Žilina, Progeo. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 243 s., 48 príl., 1 diel (arch. č. 80 436).
- Jetel, J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. *Praha, Úsř. Úst. geol., svazek 58, Nakl. Čs. Akad. Věd*.
- Kantor, J., Ďurkovičová, J., Eliáš, K., Rybár, M., Garaj, M., Ferenčíková, E. a Hašková, A., 1982: Genetická charakteristika evaporitov Západných Karpát podľa izotopov síry. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 145 s.
- Kotulová, J., Paudiš, P., Janega, A., Dananaj, I., Halmo, J., Švasta, J., Elečko, M., Šimon, L., Zlocha, M., Šarkan, J., Fazekaš, J. a Müller, M., 2010: Hornonitrianska kotlina – trojrozmerné geologické modelovanie exponovaného územia, regionálny geologický výskum. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Kováčik, M., Hraško, L., Ivanička, J., Kohút, M., Madarás, J., Nagy, A., Siman, P., Török, I., Tkáčová, H., Tkáč, J., Szalaiová, V., Zahorec, P., Kubeš, P., Hrušecký, I., Šefara, J., Hók, J., Gedeon, M., Helma, J., Marcin, D., Švasta, J., Durmeková, T., Frankovská, J., Král, J., Liščák, P., Petro, E. a Wagner, P., 2001: Vývoj hlbinného úložiska vyhoreného jadrového paliva a vysokoaktívnych Ra-odpadov v podmienkach SR pre obdobie 1998 – 2000, úloha: Výber lokality, etapa VYL – 01 – 00 Hodnotenie študijných lokalít – 1. časť. Dokument č.

- HÚ/VYL-01-00/VD/A/01-01. *Manuskript. Bratislava archív Slovenské elektrárne, 310 s., prílohy.*
- Krahulec, P., Rebro A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1978: Minerálne vody Slovenska, zv. I, II, 1. vyd. Martin, Osveta. Kullman, E. et al., 1978: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list 36 – Banská Bystrica. Čiastk. záver. správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 472 s.*
- Kullman, E., st., Bodiš, D., Jetel, J., Kovářik, J., Kullman, E., ml. a Malík, P., 2002: Metodické postupy pri stanovovaní výpočtu množstiev podzemných vôd. In: Scherer, S., Slaninka, I., Bahnová, N., Bottlik, F., Malík, P., Švasta, J. a Vozár, J., 2004: Mezozoikum a paleozoikum SZ časti Považského Inovca, hydrogeologický rajón MG-046, vyhľadávaci hydrogeologický prieskum. Záver. správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 206 s. (arch. č. 87 978).*
- Kullman, E., Gazda, S. et al., 1978: Základná hydrogeologická mapa 1 : 200 000, list 36 – Banská Bystrica. Čiastk. záver. správa. Názov úlohy: Základný hydrogeologický výskum spojený s edíciou hydrogeologických máp. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 472 s. (arch. č. 44 163).*
- Kullmanová, A., Kantor, J., Franko, O., Biely, A., Fusán, O., Lexa, J. a Vozár, J., 1977: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu JL-1 Jánova Lehota. Čiastk. záver. správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 117 s. (arch. č. 41 418).*
- Lauko, V. a Palkovičová, M., 1983: Handlová DVZ – Tri studničky – hydrogeologický prieskum, HGP, účel: overenie možnosti vybudovania doplnujúceho vodného zdroja pitnej vody pre zásobovanie spotrebiska Handlová. Vodné zdroje Bratislava. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 6 s. (arch. č. 56 646).*
- Lexa, J. (ed.) et al., 1998a: Geologická mapa Kremnických vrchov. *Bratislava, MŽP SR – GS SR.*
- Lexa, J. (ed.), Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P. a Hojstřičová, V., 1998b: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 1 – 308.*
- Lutonský, M., 1987: Krasové územie oblastnej skupiny Handlová. Spravodaj Slov. speleol. spol. (Liptovský Mikuláš), 1 – 2, 38 – 44. Geologický sprievodca po strednom Slovensku (<http://www.snm-em.sk/geosprievodca/lokality/turiec/tkskline.html>).
- Malík, P. a Michalko, J., 2002: Pôvod sulfátu rozpusteného vo vode vybraných krasovo-puklinových prameňov revúckeho zlomového pásma. *Podzemná voda (Bratislava), VIII, 2, 67 – 78.*
- Malík, P., Michalko, J., Mansell, S. J. a Fendeková, M., 1996: Stable isotopes in karstic groundwater of the Veľká Fatra Mts. Isotopes In Water Resources Management, Vol 2 Book Series: *Proceeding Series of the International Atomic Energy Agency, 191 – 193. ISSN 0074-1884, ISBN 92-0-100796-5.*
- Malík, P., Michalko, J., Rapant, S. a Scherer, S., 1997: Sulphur isotopes in atmospheric precipitation on the territory of Slovak Republic. *Final report of IAEA Agency Research contract No. 8673/RB. Vienna, IAEA, 25 s.*
- Malík, P., Michalko, J., Rapant, S. a Scherer, S., 2000: Izotopy síry v zimných zrážkach na území Slovenska. *Podzemná voda (Bratislava), VI, 2, 174 – 184.*
- Marcin, D., Elečko, M., Polák, M., Boorová, D., Zlinská, A., Michalko, J., Švasta, J., Fajčíková, K., Bottlik, F., Černák, R., Bajtoš, P., Jurčák, S., Repková, R., Vrškova, M., Makovinská, J., Král, J., Čech, P., Harčová, M., Grolmusová, Z., Veis, P., Šivo, A. a Richtáriková, M., 2011: Regionálne hydrogeoter-málne zhodnotenie fatrika Rudnianskej kotliny. Záver. správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 244 s. (arch. č. 91 721).*
- Matějka, A., 1924: Príspevky k poznání paleogénu a mezozoika v kotlinách Turčanské a Handlovské na Slovensku. *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 4, 44 – 100.*
- Michalko, J., 2004: Používanie údajov o izotopovom zložení síry pri interpretácii genézy podzemnej vody (Using of Sulphur Isotopes Composition Data in Groundwater Genesis Interpretation). *Podzemná voda (Bratislava), X, 1, 115 – 125, ISSN 1335-1052.*
- Michalko, J. a Fendek, M., 2001: Environmentálne izotopy v podzemných vodách Hornonitrianskej kotliny. *Podzemná voda (Bratislava), (11. slovenská hydrogeologická konferencia Prínos a úlohy hydrogeológie pre rozvoj hospodárstva SR), VII, 2, 164 – 171, ISSN 1335-1052.*
- Nemčok, M., 1985: Geologické pomery mezozoika na juhu pohoria Žiar. (Diplomová práca). *Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. paleont. PriF UK.*
- Nemčok, M. a Lexa, J., 1990: Evolution of the basin and range structure around the Žiar mountain range. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 3, 229 – 258.*
- Pearson, F. J., jr., Balderer, W., Loosli, H. H., Lehmann, B. E., Matter, A., Peters, T., Schmassmann, H. a Gautschi, A., 1991: Applied Isotope Hydrogeology. A Case Study in Northern Switzerland. *Netherland, Elsevier, 439 s.*
- Polák M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Olšavský, M., Pristaš, J., Siman, P., Buček, S., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaž a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- Polák, R., 1997: Hydrogeologický rajón M 064 – mezozoikum severnej časti pohoria Žiar, vyhľadávaci prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra. 192 s. (arch. č. 85 703).*
- Rafter, T. A., 1967: Oxygen isotopic composition of sulfates. I. A method for the extraction of oxygen and its quantitative conversion to carbon dioxide for isotope radiation measurements. *New Zealand J. Sci., 10, 2, 493 – 510, CODEN: NZJ-SAB, ISSN 0028-8365.*
- Rakús, M., Miko, O. a Havrila, M., 1984: Tektonická mapa Žiaru (prvý variant) 1 : 100 000. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- Rapant, S., Vrana, K., Bodiš, D., Doboš, V., Hanzel, V., Kordík, J., Repčoková, Z., Slaninka, I. a Zvara, I., 1996: Geochemický atlas Slovenskej republiky – časť Podzemné vody. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 127 s.*
- Remšík, A. a Černák, R., 2011: Základný hydrogeologický výskum Handlovskej kotliny, regionálny geologický výskum. Čiastk. záver. spr.: Hydrogeologický vrt RH-1 v Handlovej. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra 11 s., 1 diel, 1 CD. Mapový list: M-34-110-Dc (srch. č. 90 949/1).*
- Robinson, B. W. a Kusakabe, M., 1975: Quantitative preparation of sulfur dioxide, for 34S/32S analyses, from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Anal. Chem., 47, 1 179 – 1 181.*
- Sakai, H. a Krouse, H. R., 1971: Elimination of memory effects in ¹⁸O/¹⁶O determinations in sulphates. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 11, 369 – 373.*

- Stolečnan, J., Masný, M., Habán, I. a Vrábl'ová, M., 1986: Handlová – rozšírenie skládky popolčeka, predbežný IGP. IGHP Žilina, nestr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 65 224).
- Šimon, L. (ed.) Elečko, M., Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 1997a: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Šimon, L. (ed.), Elečko, M., Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 1 – 281.
- Šuba, J., Bujalka, P., Cibulka, E., Frankovič, J., Hanzel, V., Kullman, E., Porubský, A., Pospíšil, P., Škvarka, L., Šubová, A., Tkáčik, P. a Zakovič, M., 1984: Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. Bratislava, SHMÚ, 310 s.
- Tkáčik, P., Rebro, A. a Klogo, M., 1969: Výskum prameňov minerálnej vody – Stredoslovenský kraj, okres Prievidza, etapa: dokumentácia. Žilina, IGHP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 52 s., 1 diel. Mapový list: M-34-109-D-d; M-34-110-C-a; M-34-110-C-c; M-34-110-D-c (arch. č. 21 372).
- Tomlain, J., 1997: Rozloženie evapotranspirácie na území Slovenska za obdobie 1961 – 1990. Podzemná voda (Bratislava), III, 1, 5 – 23.
- Vandrová, G., Potyš, Z., Urbaník, J., Zuberec, M. a Hajčík, J., 1999: Budiš – ochranné pásma minerálnych vôd, vyhľadávací HGP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 119 s. (arch. č. 83 265).
- Vandrová, G., Štefanka, P. a Červeňan, M., 2011: Bojnice – kúpele – revízia exploatačných podmienok prírodných liečivých zdrojov BR-1, BR-2, BR-3, Z-2 a zdrojov s termálnou vodou BR-6 a PA-7, doplnkový HGP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 142 s. (arch. č. 91 296).
- Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: Neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 202.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. Miner. Slov. (Bratislava), 13, 5, 385 – 403.
- Vrana, K., Hanzel, V. a Malík, P., 2011: Bojnice – výpočet množstiev minerálnych vôd, vyhľadávací HGP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 212 s., 1 príl., 1 diel, 1 CD. Mapový list: M-34-110-C-a (arch. č. 91 037).
- Zlinská, A., 2013: Prvý nález mikrofauny z chrenoveckých vrstiev bielopotockého súvrstvia v Handlovskej kotline. Acta Geol. Slov. (Bratislava), 5, 1, 69 – 82.
- Zlinská, A. a Gross, P., 2013: Vek a litologická charakteristika paleogénnych usadenín Handlovskej kotliny na základe reinterpretácie vrtu FGHn-1 Handlová. Acta Geol. Slov. (Bratislava), 5, 2, 141 – 153.

Manuskript doručení: 24. 11. 2017
 Revidovaná verzia doručená: 25. 1. 2018
 Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 15. 3. 2018

SUMMARY

The results of geological research represent the synthesis of geological, geophysical, hydrogeological and hydrogeochemical data of the Handlovská kotlina Basin. The geological structure of the studied area is quite complicated due to the faulting and tectonic pattern. Seven hydrogeological units were delineated in the study area based on the hydrogeological properties of the rock environment, water circulation, regime and chemical composition of groundwater.

The groundwater from the crystalline basement rocks is drained by numerous springs with relatively low yield (86% of the springs had documented yield up to 0.2 l.s⁻¹). Its chemical composition is characterized by Ca-HCO₃, Ca-HCO₃-SO₄ to Ca-SO₄ types, with predominant range of total dissolved solids (T.D.S.) between 90 and 160 mg.l⁻¹.

The hydrogeological complexes of the Mesozoic rocks, especially the hydrogeological unit of the Hronicum Triassic carbonates is drained by few springs of high yield, e.g. Ráztočno spring (12.9 l.s⁻¹) and Pekelňa spring (2.5 l.s⁻¹). The calculated rate of the groundwater runoff from the Hronicum carbonates is 10.18 l. s⁻¹.km⁻². The Fatricum tectonic unit at the studied area is drained by single spring Teplý (7.3 l.s⁻¹). Total runoff from the Fatricum represents 17.1 l.s⁻¹ (single measurement during dry period, July 11, 2012). The Mesozoic rocks are characterized by fissure and karst-fissure permeability. The groundwater from the Mesozoic carbonates is of the Ca-Mg-HCO₃ or Ca-HCO₃ chemical type, with a T.D.S. predominantly in the range 250 – 450 mg. l⁻¹.

The large part of the studied area at the surface is covered by the Paleogene rocks. The groundwater is bound to breccia, conglomerates and sandstones of the Borové Fm. with fissure permeability with yields of springs up to 1 l.s⁻¹. Layers of claystone and flysch sediments represent aquicludes and aquitards.

The significant groundwater aquifers of the Neogene sediments are found mainly in the upper part of the Neogene fill of the Basin. The strata made of the clay and clay-tuffaceous rocks (Čausa, Handlová, Nováky and Koš Fm.) represent an aquiclude. The groundwater regime, especially in the overburden of the Koš Fm., is influenced by mining activities in the vicinity. The groundwater chemical composition of the Neogene sediments represents Ca-Mg-(K)-(Na)-HCO₃ chemical type of the water with T.D.S. in the range of 487 – 658 mg. l⁻¹. The hydrogeological complex of the Neogene volcanic rocks (various types of andesites and rhyolites) has a drainage effect to the rock complexes that overlap them. Yield of the springs was documented at the range between 1 and 10 l.s⁻¹. The groundwater is represented by Ca (Mg)-HCO₃ chemical composition with low T.D.S. values (typically 190 mg. l⁻¹). The groundwater with origin in the volcanoclastic rock environment is characterized by a higher T.D.S. (335 mg.l⁻¹), mainly due to the presence of carbonaceous material. A particular part of the groundwater is represented by water entering from the Neogene volcanic rocks into the Mesozoic (or Paleogene)

carbonates. The groundwater from the Neogene volcanic rocks is a Ca-Mg-HCO₃ (Ca-Mg-SO₄-HCO₃) chemical type with a relatively low but quite variable T.D.S. (on average 200 to 300 mg. l⁻¹).

The borehole ČH-1 (depth 151.5 m) was driven through the Quaternary sediments in the interval of 0.0 – 7.3 m and the Paleogene – Neogene sediments in the interval of 7.3 – 151.5 m. Hydraulic properties of the aquifer were calculated based on the hydrodynamic tests. Coefficient of transmissivity is represented by the value $4.15 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ and hydraulic conductivity $8.64 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Geothermal water was encountered by the borehole RH-1 in Handlová (depth 1,201.3 m) with main aquifer in the Mesozoic dolomites and limestones in the depth

862.0 – 1,201.3 m. The 22-day aquifer test was performed with yield of 15 l.s⁻¹ at the drawdown level 47.20 m (from the well head) with the surface water temperature 37.5 °C. The basic hydraulic properties of the aquifer such as coefficient of intrinsic transmissivity $1.423 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$, coefficient of permeability $3.557 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, hydraulic conductivity $5.047 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and coefficient of transmissivity $2.018 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ were calculated.

Based on the chemical composition the geothermal water corresponds to Ca-Mg-HCO₃-SO₄ type, with T.D.S. of 1,066 mg. l⁻¹ and contains CO₂, H₂S and CH₄ gases.

Natural resources of the groundwater in the Handlovská kotlina Basin (123.52 km²) were calculated and represent 570.41 l. s⁻¹.

