1 B 107 b
920/82

CS ISSN 0036 — 1372

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia

a inžinierska

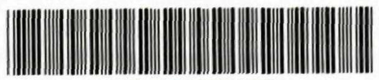
geológia 4

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1982

Tematická skupina 03/9
Cena brož. výtlačku Kčs 25,—

ZÁPADNÉ KARPATY • HYDROGEOLÓGIA A INŽINIERSKA GEOLÓGIA 4

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020283

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia a inžinierska geológia

4

VEDECKÝ REDAKTOR
Ing. Eugen Kullman, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH
Ing. Stanislav Gazda, CSc., RNDr. Vladimír Hanzel, CSc. Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Ladislav Škvarka, CSc.

Schválené na edičnej rade dňa 19. 11. 1980
Do redakcie predložené 2. 9. 1981
Zadané do tlače 15. 1. 1982

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia
a inžinierska geológia 4

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1982

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
KNIŽNICA, Bratislava
Signatúra: 1 B 107 b
Inv. čís.: 920/82
Sk.: =25,—
Získané: Kúpa
Prílohy: —

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1982

OBSAH — CONTENTS — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

MELIORIS, L.—VASS, D.: Hydrogeologické a geologické pomery levickej žriedelnej línie . . 7
Hydrogeological and geological conditions in Levice hydrogeological structure 49
Гидрогеологические и геологические условия на линии источников района г. Левице . . 53
KULLMAN, E.: Hydrogeológia pohoria Galmus 57
Hydrogéologie des montagnes de Galmus 90
Гидрогеология гор Галмус 93
FRANKO, O.—MICHALÍČEK, M.: Jodó-brómové vody Slovenska 97
Iodin-bromidine waters of Slovakia 131
Йодо-бромистые воды Словакии 132
FRANKO, O.—ZAKOVIČ, M.—BODIŠ, D.: Minerálne vody Zvolenskej pahorkatiny . . . 135
Minerals waters of Zvolenská pahorkatina (upland) 172
Минеральные воды Зволенского холмогорья 175

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 4, s. 7—56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1982

Ladislav Melioris—Dionýz Vass

Hydrogeologické a geologické pomery levickej žriedelnej línie

12. obr. v texte, 2 farebné prílohy, anglické a ruské resumé

Obsah

Úvod 8
Klimatické a hydrologické pomery 9
Stratigrafia a litológia 16
Predtreťohorné horniny 16
Terciér-miocén 20
Báden 20
Sarmat 23
Kvartér 26
Tektonika 26
Geologický vývoj územia 28
Podzemné vody bádenu a sarmatu 30
Minerálne vody 37
Hydraulické pomery žriedelnej lokality 40
Záver 45
Literatúra 46
Anglické resumé 49
Ruské resumé 53

Резюме. На Левицкой линии источников представлены дотретичные отложения, третичные породы со значительной долей вулканокластических и вулканических пород, четвертичные осадки, в том числе травертиновые бугры. Нарушения, которые довершили строение местности в неогене, обусловили образование главных структур, имеющих вод сложного химизна. Обычные подземные воды находятся в связи с неогеновыми вулканокластическими породами, зонами трещиноватости, зонами выветривания, зонами нарушений и с четвертичными отложениями.

Prof. L. Melioris, DrSc., Prír. fak. UK, Katedra hydrogeológie, Mlynská dolina, pavilón CH-2, 816 31 Bratislava
RNDr. D. Vass, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Úvod

Zdroje minerálnych a termálnych vôd medzi Levicami a Turovcami patria medzi najvýznamnejšie žriedelné oblasti na Slovensku. V minulosti vznikli na najvýznamnejších prameňoch tejto oblasti kúpeľné zariadenia v Kalinčiakove, Malinovci (teraz Santovka), Dudinciach a Slatine. V 50-tych rokoch a neskôr bolo prieskumnými hydrogeologickými prácami získané dostatočné množstvo vody pre rozvoj kúpeľov celoštátneho významu v Dudinciach (1200 procedúr denne), významných plniarní minerálnych vôd stolných v Slatine (48 mil. fliaš ročne) a v Santovke (15,428 mil. fliaš ročne), ako aj pre rekreačno-liečebné zariadenia miestneho významu v Santovke a Kalinčiakove. Na obmedzenom priestore tzv. levickej žriedelnej línie, ktorá sa nachádza na turovsko-levickej hrasti, boli získané balneologicky rôzne druhy minerálnych vôd so špecifickým využitím. Spoločný pôvod minerálnych vôd, ich preukázaná hydraulická a hydrologická spojitosť, kladie veľké nároky na optimálne využitie jednotlivých zdrojov v poradí ich dôležitosti, ako aj na trvalé zachovanie ich špecifických parametrov — optimálnu ochranu. Predkladaná práca chce prispieť k riešeniu týchto zložitých problémov.

V zmysle geomorfologického členenia E. Mazúra—M. Lukniša (1978) predmetná oblasť leží na rozhraní troch geomorfologických celkov: Podunajskej pahorkatiny, Krupinskej planiny a Štiavnických vrchov.

Minerálne vody levickej žriedelnej línie priťahovali pozornosť už v minulom storočí (H. Wolf 1958). Ľ. Ivan (1952) vyslovuje názor, že travertíny a aragonity na predmetnom území vznikli väčšinou v pleistocéne. M. Maheľ v r. 1952 vyslovuje zaujímavý názor, že infiltračnou oblasťou minerálnych vôd levickej žriedelnej línie je Pilišsko-ostrihomské pohorie. Ostatní autori predpokladajú infiltračnú oblasť na S, resp. SV od žriedelnej línie. Ľ. Ivan (1952) považuje za pravdepodobnú infiltračnú oblasť andezitové príkrovy Štiavnických vrchov a Krupinskej planiny, O. Franko (1959) považuje vápence a dolomity Slovenského stredohoria až Veľkej Fatry. O. Hynie (1957) považuje za infiltračnú oblasť mezozoické ostrovy vynárajúce sa spod neovulkanitov. Podľa neho majú vody pôvod v mezozoických komplexoch vnútorných Západných Karpát. Pri prestupe neogénom panónskej panvy sa miešajú s minerálnymi vodami panónu a súčasne sa premieňajú v horninovom komplexe neogénu. V Santovke prebehol v r. 1963—1964 hydrogeologický prieskum kvôli získaniu nového zdroja minerálnej vody. Výsledky sú zhrnuté v prácach J. Orvana (1962, 1969). V posledných rokoch uskutočnila hydrogeologický prieskum s cieľom získať ďalšie zdroje minerálnej vody Z. Holéczy-Bondareková (IGHP, n. p., Bratislava). Poznatky o minerálnych vodách levickej žriedelnej línie z niektorých nových hľadísk publikuje J. Dvořák—J. Konopáč (1965), O. Franko—S. Gazda (1967), L. Melioris—K. Hyánková (1968), Z. Hlavatý—A. Porubský (1968), J. Krajča a kol. (1971), L. Melioris a kol. (1974), O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček (1975), L. Melioris—K. Hyánková—I. Mucha (1976), L. Melioris (1979).

Obyčajné podzemné vody študoval a opísal V. Böhm—L. Melioris (1961), L. Škvarka (1968, 1971), Z. Hlavatý (1971, 1975) a i. Hydrogeologické pomery širšej oblasti z hľadiska bilancie vôd riešil L. Melioris—J. Tomlain (1977, 1978).

Aj geologicky bolo územie v minulosti intenzívne skúmané. Prehľad geologických výskumov do roku 1960 je zhrnutý vo vysvetlivkách ku geologickej mape predštvrtohorných útvarov v mierke 1:200 000, list Nitra (M. Kuthan et al. 1963), ako i v nepublikovaných prácach (D. Vass 1966, M. Marková—D. Vass 1969). Z novších prác (od r. 1960) uvedieme iba tie, ktoré boli použité pri zostavovaní geologickej mapy. Výsledky geologického mapovania v predmetnej oblasti a v jej okolí predložil Ľ. Ivan (1960 a, b, c). Trias na čiastkovej santovsko-levickej hrasti študoval A. Biely (1965). Litostratigraficky ho rozčlenil a priradil k chočsko-gemeridnej tektonickej jednotke. Terciér geologicky zmapoval D. Vass a R. Gabčo (D. Vass—R. Gabčo 1964, R. Gabčo—D. Vass 1966, D. Vass in M. Marková—D. Vass 1969, R. Gabčo 1970). Zlomové štruktúry v oblasti Šahy—Santovka vyčlenil D. Vass (1965a).

Okrajovou tektonikou terciéru sa zaoberal aj F. Pávai-Vajna (1948 — je to staršia práca, nie je však citovaná v prehľade literatúry, ktorý uvádza M. Kuthan et al. 1963). Geologickej problematiky predmetného územia sa okrajovo dotýka aj monografická práca o susednej Ipeľskej kotline a Krupinskej planine (D. Vass et al. 1979). Plášťovské vrstvy definoval a sedimentologicky spracoval D. Vass (1971, 1975). Jediný oporný hlboký vrt SV-8 bol hĺbený južne od žriedelnej oblasti, na juh od Dolných Semeroviec (D. Vass et al. 1968 a D. Vass et al. 1981). Zaujímavé výsledky priniesli aj niektoré ďalšie vrty pre výskum nerastných surovín (napr. vrt Pl-1 pri Plášťovciach, L. Lacko et al. 1960) alebo hydrogeologické vrty (napr. v oblasti Dudiniec, O. Hynie 1963). Otázky biostratigrafie bádenu a spodného sarmatu riešil J. Tejkal (1960 a, b, 1963), V. Molčíková (1961, 1964), R. Lehotayová (1964, 1965, 1966, 1968). F. Němejc (1963, 1967) a E. Planderová (1965, 1968), A. Ondrejičková (1968), D. Vass (1965 b), J. Švagrovský (1965). Sedimentárno-petrografickú problematiku riešila M. Marková (1966, 1967 a, 1968, 1970, M. Marková in M. Marková—D. Vass 1969). Už v r. 1949—1950 T. Kolbenheyer vykonal v oblasti medzi obcami Hontianske Moravce—Dudince—Slatina gravimetrické merania, aby sa objasnil vzťah tektonickej stavby k výverom minerálnych vôd. Pri Slatine bola preukázaná tiažová elevácia spôsobená vystupovaním staršieho podložia spod neogénnych sedimentov. V r. 1962—1963 boli vykonané plošné tiažové merania na širšom území medzi Levicami a Šahami (S. Ďuratný—J. Plančár—L. Zbořil 1963). Cieľom týchto prác bolo okrem iného vysledovať reliéf predtreťohorného podložia — bol vymapovaný elevačný chrbát Slatina—Ipeľské Predmostie s tektonickým obmedzením na SV, elevačný chrbát v okolí Sadzíc a depresia v okolí Dolných Turoviec. V prácach pokračoval v r. 1963—1966 J. Rozkošný—J. Májovský (1967). Výsledky geoelektrických meraní poukázali na značnú členitosť predtreťohorného podložia spôsobenú tektonickými pohybmi a čiastočne eróznymi procesmi. Výsledky geofyzikálneho výskumu sú súhrnne publikované v práci S. Ďuratný et al. 1968. Na ich základe bola interpretovaná geologická stavba predtreťohorného podložia (pozri cit. práca, ako i O. Fusán et al. 1971). Rádiometricky stanovené veky andezitových lávových prúdov pri Horši a Brhlovciach sú uvedené v práci G. P. Bagdasarjan et al. (1968).

Okrem uvedených prác sa v študovanom území uskutočnilo množstvo menších geologicko-prieskumných, hydrogeologických i geofyzikálnych prác — všetky na tomto mieste nemôžeme citovať.

Klimatické a hydrogeologické pomery

Klimatické pomery predmetného územia sú určované predovšetkým geografickými činiteľmi, t. j. zemepisnou šírkou a dĺžkou, nadmorskou výškou i expozíciou svahov. Na severe, severozápade a sčasti aj na východe je toto územie chránené pohoriami, pričom hlavné doliny smerujú na juh. Pre svoju expozíciu je územie pomerne teplé.

Povodie Krupinice až po ústie do Ipľa má plochu 550,965 km^2, dĺžka hlavného toku predstavuje 66,25 km. Charakteristika povodia $P/L^2 = 0{,}13$, lesnatosť približne 30 %.

Povodie Štiavnice má plochu 441,304 km^2. Hlavný tok od prameňa po ústie do Ipľa dosahuje dĺžku 53,05 km. Lesnatosť povodia je približne 40 %.

Potok Búr pramení nad obcou Brhlovce v Ipeľskej pahorkatine medzi kótami 284,0 m n. m. a 260,0 m n. m. Dĺžka toku je 21,750 km, celková plocha povodia 97,64 km^2.

Povodie Sikenice má pretiahnutý tvar, dĺžku hlavného toku 44,5 km, celkovú plochu 293,225 km^2. Charakteristika povodia $P/L^2 = 0{,}14$, lesnatosť približne 30 %.

Pri určovaní hydrologických charakteristík potokov Krupinica, Štiavnica, Búr a Sikenica sme vychádzali z údajov publikácie Hydrologické pomery ČSSR, I.—III. (1970), ďalej z hodnôt získaných z vodočetných pozorovacích staníc IGHP, n. p., Bratislava, zriadených pre hydrogeologický prieskum stredoslovenských neovulkanitov, ako aj z výsledkov vlastných meraní. Určenie $q_{priem.}$ ($l.s^{-1}/km^2$) sa uro-

Tabuľka 1

Tok	Rieč. km	Vod. lim.	Miesto	Plocha povodia		Min. hodnoty		Priemerné ročné hodnoty				Maximálne hodnoty prekročené za 100 r. raz	
						špec. odtok	prietok Q	odtok	odtok. súčinit.	špec. odtok	prietok	špec. odtok	prietok
	km			km^2	%	$l \cdot s^{-1}/km^2$	$m^3 \cdot s^{-1}$	mm	–	$l.s^{-1}/km^2$	$m^3 \cdot s^{-1}$	$m^3.s^{-1}/km^2$	$m^3 \cdot s^{-1}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Krupinica	0,0	–	ústie	550,97	40	0,145	0,08	212	0,32	6,72	3,7	0,323	180
Krupinica	10,0	V	Plášťovce	302,785	40	0,12	0,038	232	0,38	7,36	2,23	0,412	125
Krupinica	27,15	PF_1	pod Jalšov. potokom	258,466	40	0,154	0,04	244	0,36	7,74	2,0	0,464	120
Jalšovský potok	0,0	PF_2	ústie	41,107	20	0,243	0,01	222	0,34	7,05	0,29	1,213	50
Krupinica	27,15	PF_3	nad Jalšovským potokom	217,359	40	0,138	0,03	248	0,36	7,87	1,71	0,506	110
Krupinica	37,0	PF_4	Krupinica	147,7	40	0,1356	0,02	260	0,39	8,26	1,22	0,678	100
Štiavnica	0,0	–	ústie	441,30		0,318	0,14	192	0,28	6,07	2,68	0,442	195
Štiavnica	3,2	V_1	Tupá	433,179	40	0,19	0,082	194	0,28	6,16	4,67	0,450	195
Štiavnica	9,1	PF_4	pod Veporským potokom	402,312	40	0,348	0,14	203	0,28	6,45	2,59	0,473	190
Veporský potok	0,0	PF_5	ústie	110,314	40	0,182	0,02	163	0,25	5,17	0,57	0,725	80
Štiavnica	9,1	V_2	nad Veporským potokom	291,998	40	0,377	0,11	218	0,30	6,92	2,02	0,548	160
Štiavnica	17,2	PF_6	pod Belujským potokom	263,029	40	0,384	0,1	228	0,31	7,22	1,90	0,589	155
Belujský potok	0,0	PF_7	ústie	100,518	40	0,298	0,03	204	0,28	6,47	0,65	0,846	85
Štiavnica	17,2	PF_8	nad Belujským potokom	162,511		0,369	0,06	243	0,32	7,69	1,25	0,677	110
Štiavnica	34,3	PF_9	pod potokom Lično	107,38	40	0,370	0,04	269	–	8,35	0,896	0,897	96,4
Lično	34,3	PF_{10}	ústie	13,635	30	0,660	0,009	152	–	4,75	0,065	0,117	1,6
Štiavnica	34,3	PF_{11}	nad potokom Lično	93,743	40	0,372	0,031	279	–	8,66	0,831	0,999	94,8
Búr	0,0	PF	ústie	97,64	–	0,102	0,01	94	0,16	2,97	0,29	0,512	50
Sikenica	6,0	PF_1	Sikenica 1 pod Zhyb.	249,963	30	0,159	0,04	185	0,27	5,86	1,46	0,238	105
Sikenica	13,8	V	Kalinčiakovo	217,700	40	0,184	0,04	189	0,27	5,98	1,3	0,482	105
	13,5												
Sikenica	28,8	PF_2	Sikenica pod Jablon.	133,874	50	0,224	0,03	229	0,3	7,26	0,97	0,688	92
Jablonianka	28,8	PF_3	ústie	61,057	60	0,164	0,01	229	0,3	7,26	0,44	0,819	50
Sikenica	28,8	PF_4	Sikenica nad Jablon.	72,817	40	0,276	0,02	229	0,3	7,26	0,53	0,853	62

Tabuľka 2

Rok	Údaj	Mesačné priemery												Ročný priemer
		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		v cm a $m^3 . s^{-1}$												
1970	vodný stav	24	25	43	44	92	65	31	32	31	27	20	26	38
	prietok	0,308	0,300	1,45	1,31	5,82	3,31	0,535	0,625	0,573	0,546	0,181	0,348	1,28
1971	vodný stav	25	24	37	32	31	31	27	21	17	17	16	22	25
	prietok	0,333	0,318	0,595	0,608	0,715	0,594	0,509	0,205	0,128	0,147	0,129	0,234	0,375
1972	vodný stav	22	20	23	24	19	34	52	31	21	24	23	19	26
	prietok	0,223	0,210	0,263	0,392	0,210	0,936	1,92	0,636	0,332	0,371	0,296	0,203	0,500

bilo — za 30-ročné pozorovacie obdobie pre každý priečny profil so zodpovedajúcou plochou povodia na celej dĺžke toku Štiavnice — pomocou korelačného vzťahu medzi známymi hodnotami $q_{priem.}$ a danou plochou povodia.

Základné hydrologické charakteristiky sú spracované v tabuľke 1 (L. Melioris—J. Tomlain 1977). Prietok na Sikenici v riečnom km 13,5 uvádzame za r. 1970—1972 (tab. 2).

Rozhodujúcu úlohu v režime zrážok predmetného územia zohráva cyklonálna činnosť postupujúca od Atlantického oceánu, na jar a na jeseň cyklonálna činnosť vznikajúca nad Stredozemným morom.

Orientácia pohorí voči prevládajúcemu prúdeniu prinášajúcemu zrážky delí sledované územie za určitých poveternostných podmienok na výrazné závetrie a návetrie. Južné svahy Štiavnických vrchov a Krupinskej planiny sú pri severozápadnom prúdení na záveternej, pri južnom prúdení na náveternej strane. Efekt závetria sa najvýraznejšie prejavuje pri severozápadnom prúdení, keď sú ročné úhrny zrážok na juhovýchodných svahoch Štiavnických vrchov a priľahlej Krupinskej planiny až o 100 mm nižšie než úhrny zrážok v zodpovedajúcich nadmorských výškach na severozápade územia.

Priemerné ročné úhrny zrážok sa menia od 550 mm v juhozápadnej nížinnej časti do približne 900 mm v polohách nad 1000 m (tab. 3).

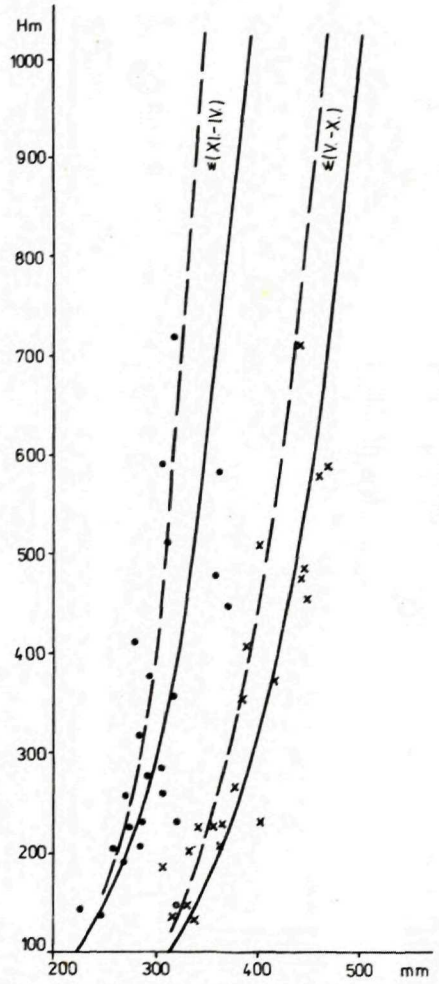
V zimnom polroku sa najvyššie zrážkové úhrny (okolo 400 mm) vyskytujú na hrebeňoch Štiavnického pohoria. Na juhozápade územia zrážky klesajú pod 250 mm. Letné úhrny zrážok sú približne o 100 mm vyššie než v zime. Juhozápadnú časť charakterizujú zrážky pod 350 mm, severozápadnú oblasť

Tabuľka 3. Priemerné úhrny zrážok v mm za obdobie 1931 — 1960

Stanica	Nadmor. výška (m)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	XI-IV	V-X
Horné Semerovce	133	37	39	35	36	66	65	59	63	37	51	58	46	592	251	341
Dudince	139	35	41	39	37	68	73	61	50	44	61	55	52	616	259	357
Pohronský Ruskov	188	35	33	33	36	36	71	56	61	37	51	55	44	548	236	312
Nenince	195	38	41	38	43	62	68	57	56	38	49	63	46	599	269	330
Medovarce	206	37	42	36	42	65	66	56	59	36	47	61	44	591	262	329
Žemberovce	226	42	41	42	40	61	60	66	60	40	55	61	50	618	276	342
Bátovce	231	43	43	43	40	64	64	71	60	43	55	64	52	642	285	357
Držince	231	42	45	42	41	67	66	68	62	43	54	62	52	644	284	360
Krupina	267	40	40	40	40	67	77	68	66	43	53	67	48	649	275	374
Pukanec	354	46	47	49	47	67	66	77	65	45	65	70	57	701	316	385
Dobrá Niva	374	43	44	43	42	75	89	83	63	47	57	70	53	709	295	414
Pliešovce	408	41	41	42	42	70	80	75	66	44	51	65	47	664	278	386
Antol	449	53	58	56	52	89	89	76	70	52	72	85	69	821	373	448
Dekýš	477	52	55	54	56	86	83	83	72	50	72	79	63	804	359	446
B. Studenec-Kysibeľ	486	51	52	49	50	82	93	79	71	52	69	76	58	782	336	446
Sucháň	513	48	48	44	45	79	81	71	66	44	58	73	56	713	314	399
Banská Štiavnica	585	51	54	54	56	87	92	81	72	56	75	83	63	824	361	463
Senohrad	592	45	46	46	44	79	84	77	69	40	58	75	54	726	310	416
Lešť	720	44	46	45	54	76	88	79	78	54	64	74	59	761	322	439

Tabuľka 4. Priemerný počet dní so snehovou pokrývkou za obdobie 1930/31 — 1959/60

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Banská Štiavnica	26,4	21,4	12,6	0,5	0,1	–	–	–	–	0,4	3,7	13,5	78,6
Hurbanovo	14,7	12,2	3,3	0,1	–	–	–	–	–	–	0,6	6,7	37,6
Krupina	22,2	18,5	6,8	0,2	0,0	–	–	–	–	0,2	1,9	13,7	63,5
Lešť	26,4	24,3	12,5	0,6	0,1	–	–	–	–	0,1	3,3	14,7	82,0
Nový Tekov	14,0	11,3	2,1	–	–	–	–	–	–	0,0	0,7	6,6	34,7
Želovce	22,1	17,4	5,7	0,1	0,0	–	–	–	–	0,1	1,1	11,4	57,9



Obr. 1 Zmena zrážok v závislosti od nadmorskej výšky v západnej časti Krupinskej planiny a na južných svahoch Štiavnických vrchov (1931—1960)

(Sitno) zrážky okolo 500 mm. Severovýchodná časť územia je v letnom polroku zreteľne suchšia než severozápadná (najvyššie letné úhrny neprekračujú 450 mm).

Priemerný počet dní so snehovou pokrývkou klesá v najjužnejšej časti územia pod 40 dní, v najvyšších polohách presahuje 80 dní za rok (tab. 4). Snehová pokrývka trvá v priemere od konca novembra do polovice marca, v najvyšších polohách od polovice novembra do konca marca (L. Melioris—J. Tomlain 1977).

Pre orientačné posúdenie kvality, prípadne znečistenia zrážok sme odobrali kumulované vzorky zrážok (tab. 5) na štyroch zrážkomerných staniciach HMÚ v r. 1978 a 1979. Chemický rozbor vzoriek bol vykonaný v hydrogeochemickom laboratóriu Katedry hydrogeológie PFUK (Ing. K. Hyánková). Vysoké hodnoty jednotlivých iónov zapríčinilo antropogénne znečistenie ovzdušia. Zvýšená mineralizácia zrážkových vôd v zime je spôsobená najmä stúpaním koncentrácie iónov Mg^{2+} a SO_4^{2-}, čo je zapríčinené používaním palív so zvýšeným obsahom síry. Z tabuľky 5 vidíme, že atmosferického pôvodu sú len chloridy s hodnotami od 2,181 mg/l do 5,636mg/l, ak neberieme do úvahy hodnotu Cl^- nameranú v lete v Žemberovciach.

Atmosferické zrážky majú mierne kyslý charakter. Na základe hodnoty priemernej mineralizácie zrážok za sledované obdobie 95,470 mg/l, pri priemernom zrážkovom úhrne 620 mm/rok, predstavuje ročný spád minerálnych látok na študované územie niekoľko ton/km^2. Keďže ide o kumulatívne vzorky, zdôrazňujeme ich informačný charakter.

Výpar bol určený metódou, ktorú vypracovali M. I. Budyko a L. I. Zubenok (1961).

V priemere za rok (∅ 1931—1960) sa v Novom Tekove z 1 cm^2 pôdy môže vyparit až 819 mm vlahy. Ročný úhrn potenciálneho výparu (maximálne možného výparu v daných klimatických podmienkach zo zavlaženého povrchu pôdy) v Želovciach

Tabuľka 5. Chemické zloženie zrážkových vôd západnej časti Krupinskej planiny

Lokalita	M mg/l		Ca^{2+} mg/l		Mg^{2+}/mg/l		Fe^{3+} mg/l		HCO_3^- mg/l		Cl^- mg/l		SO_4^{2-} mg/l	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
Pukanec	65,299	77,015	7,755	5,150	8,803	10,506	0,700	–	3,066	15,559	3,090	2,181	40,985	43,619
Žemberovce	87,756	107,214	17,214	19,659	8,633	7,952	0,280	–	11,227	15,864	12,544	5,636	37,858	58,597
Dudince	57,323	96,390	4,388	5,511	5,739	15,163	0,220	–	1,962	14,522	3,272	3,091	31,932	58,103
Bzovík	64,949	107,465	4,869	5,511	10,336	16,185	0,200	–	8,908	20,806	3,272	2,909	37,364	62,054

A – Úhrn zrážok za obdobie 15. 8. 1978 — 8. 12. 1978
B – Úhrn zrážok za obdobie 8. 12. 1978 — 3. 3. 1978

Obr. 2 Ročný chod zrážok, potenciálneho výparu a skutočného výparu v Dudinciach
1 — zrážky; 2 — výpar z povrchu pôdy; 3 — potencionálny výpar

tvorí 758 mm, v Dudinciach 745 mm. Keďže sa zmenšujú hodnoty bilancie žiarenia a rastu relatívnej vlhkosti, zmenšuje sa potenciálny výpar rastom nadmorskej výšky. Priemerná ročná hodnota potenciálneho výparu v Banskej Štiavnici dosahuje 651 mm, v Lešti 628 mm. V priebehu roka pripadajú najväčšie hodnoty potenciálneho výparu na júl a najmenšie na december až január (tab. 6).

Na nížinných staniciach študovaného územia tvorí výpar z povrchu pôdy 60 až 62 % potenciálneho výparu. V horských oblastiach tento pomer presahuje 80 %.

Priemerné ročné hodnoty výparu z povrchu pôdy sa na južných svahoch Štiavnických vrchov a Krupinskej planiny menia od 460 mm do približne 525 mm.

V zimnom polroku sa najvyššie hodnoty výparu (okolo 130 mm) vyskytujú v juhozápadnej nížinnej časti územia. Izočiara výparu 100 mm prechádza približne v nadmorskej výške 600 m. V najvyšších polohách výpar klesá pod 90 mm. Priemerný vertikálny gradient výparu za zimné mesiace dosahuje 5 mm na 100 m.

Tabuľka 6. Mesačné a ročné hodnoty potenciálneho výparu (E_o) v mm, skutočného výparu (E) v mm, E/E_o v % a E/r v % za obdobie 1931 — 1960 (r = úhrn zrážok)

		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	zima	leto	rok
Banská Štiavnica	E_o	12	1	1	4	31	66	94	108	123	104	69	38	115	536	651
	E	9	1	1	4	26	58	94	95	92	66	45	29	99	421	520
	E/E_o	75	100	100	100	84	88	100	88	75	63	65	76	86	79	80
	E/r	11	2	2	7	48	104	108	103	114	92	80	39	27	91	63
	r	83	63	51	54	54	56	87	92	81	72	56	75	361	463	824
Dudince	E_o	13	2	0	6	40	76	104	127	137	120	80	40	137	608	745
	E	9	2	0	6	29	58	87	86	75	54	36	22	104	360	464
	E/E_o	69	100	–	100	72	76	84	68	55	45	45	55	76	59	62
	E/r	16	4	0	15	74	157	128	118	123	108	82	36	40	101	75
	r	55	52	35	41	39	37	68	73	61	50	44	61	259	357	616
Lešť	E_o	8	0	0	4	29	58	91	103	123	106	71	35	99	529	628
	E	6	0	0	4	23	51	91	93	95	72	48	27	84	426	510
	E/E_o	75	–	–	100	79	88	100	90	77	68	68	77	85	81	81
	E/r	8	0	0	9	51	94	120	106	120	92	89	42	26	97	67
	r	74	59	44	46	45	54	76	88	79	78	54	64	322	439	761
Nový Tekov	E_o	18	5	2	9	50	85	116	133	144	125	86	46	169	650	819
	E	10	3	2	9	34	74	102	74	66	53	36	26	132	355	487
	E/E_o	56	60	100	100	68	87	88	56	44	42	42	57	78	55	59
	E/r	17	7	6	23	92	180	170	119	103	98	88	48	52	107	83
	r	58	46	35	39	37	41	60	62	62	54	41	54	256	333	589
Želovce	E_o	15	1	2	6	40	75	108	128	146	123	83	41	139	629	768
	E	10	1	2	6	28	57	90	83	74	53	36	20	104	356	460
	E/E_o	67	100	100	100	70	76	83	65	51	43	43	49	75	57	60
	E/r	16	2	5	15	74	133	145	122	130	95	95	41	39	108	77
	r	63	46	38	41	38	43	62	68	57	56	38	49	269	330	599

Za zimný polrok sa v Dudinciach a Želovciach vyparí 40 %, v Banskej Štiavnici a Lešti okolo 27 % spadnutých zrážok.

Letný polrok (V—X) je charakterizovaný rastom úhrnov výparu s rastom nadmorskej výšky. V južnej časti údolí riek Krupinice, Štiavnice, Búru a Sikenice výpar klesá pod 362,5 mm. Maximálne hodnoty (okolo 425 mm) dosahuje v nadmorských výškach 600 až 800 m. Za letný polrok sa z povrchu pôdy v Banskej Štiavnici vyparí 91 % v Lešti až 97 % spadnutých zrážok. Na staniciach Dudince, Nový Tekov a Želovce výpar v lete o niečo prevyšuje spadnuté zrážky (L. Melioris—J. Tomlain 1977).

Hodnoty v tab. 7 ukazujú, že v priemere na plochu povodia rieky Sikenice od merného profilu v Kalinčiakove spadne za rok 706 mm zrážok, t. j. 153,648 mil. m^3 vody. Odtok tvorí 189 mm (41,145 mil. m^3), výpar z povrchu pôdy 493 mm (107,351 mil. m^3). V povodí rieky Štiavnice od merného profilu v Tupej spadne za rok 712 mm (308,299 mil. m^3), z čoho odtok je 194 mm (84,037 mil. m^3), výpar 495 mm (214,299 mil. m^3). Povodie Krupinice od merného profilu v Plášťovciach je charakterizované priemernými ročnými úhrnmi zrážok 697 mm (211, 068 mil. m^3). Z tohto množstva dosahuje odtok 232 mm (70,325 mil. m^3), výpar 489 mm (148,125 mil. m^3). Z celkovej bilancie vyplýva, že z uvažovaných povodí sa v priemere za rok vyparí okolo 70 % a odtečie 27 až 33 % spadnutých zrážok.

Tabuľka 7. Bilancia vody za rok (Ø 1931 — 1960)

	Povodie Štiavnice od merného profilu v Tupej			Povodie Krupinice od merného profilu v Plášťovciach			Povodie Sikenice od merného profilu v Kalinčiakove		
	mm	mil. m^3	%	mm	mil. m^3	%	mm	mil. m^3	%
zrážky	712	308,299	100	697	211,068	100	706	153,648	100
odtok	194	84,037	27,2	232	70,325	33,3	189	41,145	26,8
výpar	495	214,299	69,5	489	148,131	70,2	493	107,351	69,8
rozdiel (Z–O–V)	23	9,963	3,3	–24	–7,388	–3,5	24	5,152	3,4

Stratigrafia a litológia

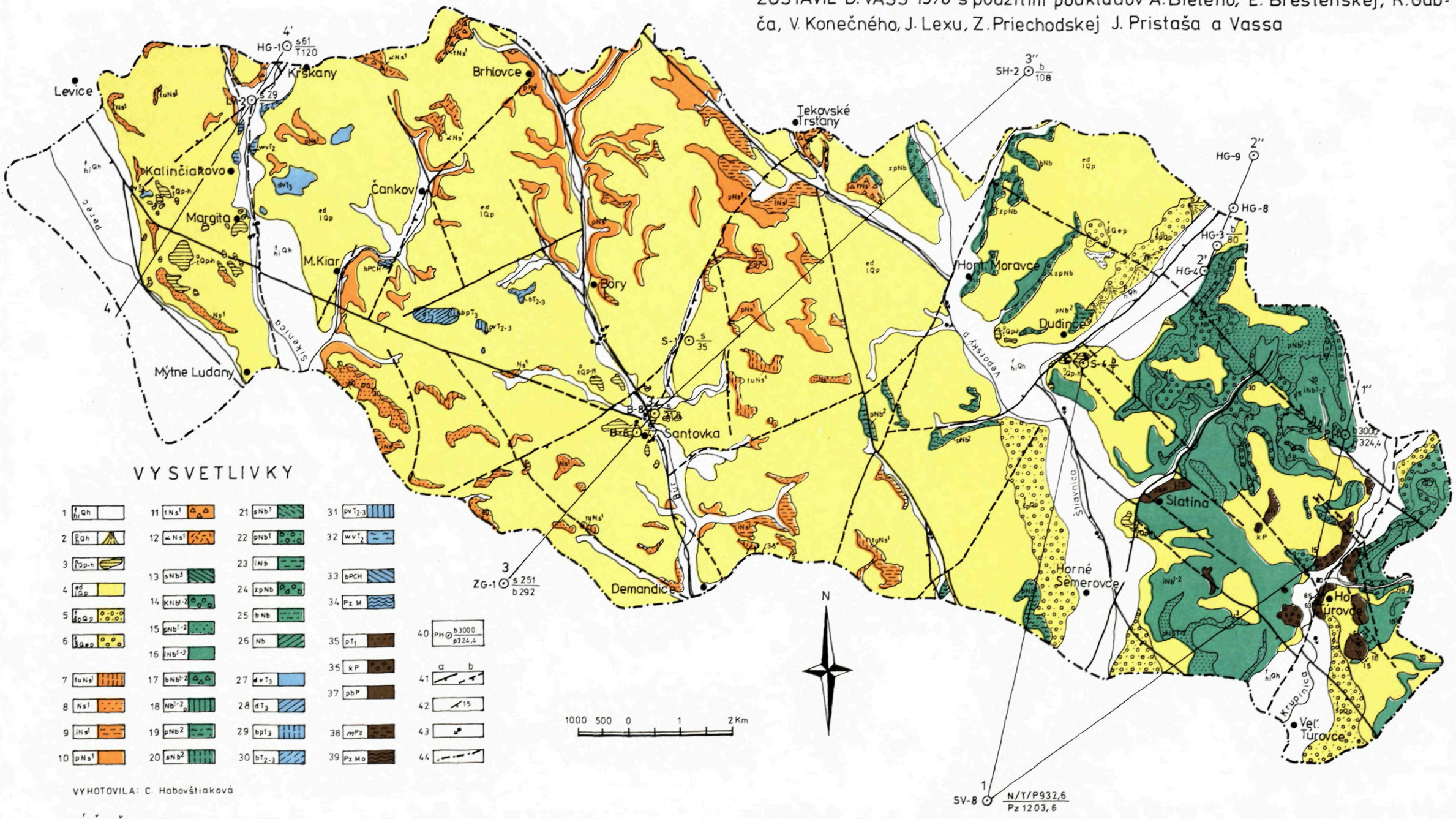
Žriedelnú oblasť medzi Turovcami a Levicami budujú treťohorné molasové sedimenty, predtreťohorné alpinsky zvrásnené horniny, štvrtohorné pokryvné sedimenty a travertínove kopy.

Predtreťohorné horniny

Vystupujú na povrch v priestore turovsko-levickej hraste. Okrem odkryvov poskytli údaje o podloží treťohôr vrty hĺbené či už na hrasti alebo mimo nej. Predtreťohorné podložie tvoria veporikum a vyššie príkrovy Západných Karpát.

GEOLOGICKÁ MAPA OKOLIA LEVICKEJ ŽRIEDELNEJ LÍNIE

ZOSTAVIL D. VASS 1978 s použitím podkladov A. Bieleho, E. Brestenskej, R. Gabča, V. Konečného, J. Lexu, Z. Priechodskej J. Pristaša a Vassa



VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE OKOLIA LEVICKEJ ŽRIEDELNEJ LÍNIE (PRÍLOHA 1) A KU GEOLOGICKÝM REZOM (obr. 3 až 6)

KVARTÉR

Holocén

1 — fluviálne sedimenty nív: hliny íly, piesky; 2 — proluviálne sedimenty (náplavové kužele): hlinité a hlinitokamenité

Pleistocén až holocén

3 — travertíny

Pleistocén

4 — spraše a sprašové hliny; 5 — fluviálne sedimenty terás: piesčité štrky a piesky; 6— fluviálne sedimenty terás: zvetralé a zahlinené štrky (eopleistocén)

TERCIÉR

Neogén

Sarmat (spodný)

7 — sivé a svetlosivé tufy a tufity, piesčité tufity s valúnami ryodacitu; 8 — piesky, tufitické pieskovce s polohami pelitických tufov a ílov resp. zlepencov; 9 — slienité íly, tufitické íly, pelitické tufity s polohami pieskov (v reze Ns^1: spodný sarmat vcelku); 10 — andezitové modré, modrosivé piesčité tufy a tufity (epiklatické vulkanické pieskovce); 11 — andezitové epiklastické brekcie; 12 — andezity (v reze vulkanity a hrubé až strednozrnné vulkanické epiklastiká vcelku)

Báden (vrchný)

13 — slienité íly s medzivrstvičkami pemzových tufov (len v reze)

Spodný — stredný báden (plašťovské vrstvy);

14 — zlepence s prevahou andezitových valúnov (epiklastické vulkanické zlepence) až tufitické pieskovce; 15 — piesčité tufy a tufitické pieskovce (epiklastické vulkanické pieskovce) miestami s polohami zlepencov; 16 — siltové a pelitické tufity; 17 — andezitové epiklastické brekcie; 18 — plášťovské vrstvy a vulkanoklastická formácia Vinica-Príbelce (len v reze)

Báden (stredný)

19 — tufitické pieskovce so znakmi sklzávania; 20 — slienité íly s medzivrstvičkami pemzových tufov a tufitické piesky (v reze);

Báden (spodný)

21 — prevažne slienité íly s medzivrstvičkami pemzových tufov (len v reze);

Báden (spodný)?

22 — kremité piesky a štrky (turovské vrstvy)

Báden (vcelku)

23 — pelitické tufity; 24 — zlepence s andezitovými valúnmi a tufitické pieskovce (epiklastické vulkanické zlepence a pieskovce);

25 — andezitové epiklastické pieskovce; 26 — andezitové vulkanoklastická (epiklastiká) vcelku (len v reze)

MEZOZOIKUM A VRCHNÉ PALEOZOIKUM

Vyššie príkrovy Západných Karpát

Trias

norik

27 — svetlé vápence s megalodontmi (dachsteinské), v reze: stredný a vrchný trias vcelku

norik(?)

28 — svetlé dolomity s polohami vápencov

karn

29 — slienité bridlice s pieskovcami (lunzské vrstvy)

ladin — karn

30 — ílovité bridlice (partnachské vrstvy); 31 — svetlé vápence s rohovcami (partnachské vrstvy)
ladin
32 — svetlé masívne vápence (wettersteinské)
Perm
33 — hrdzavožlté a červené pieskovce a bridlice; 34 — vyššie príkrovy vcelku (len v reze)
Obal veporika
Trias (spodný)
35 — kremence, kremité bridlice (v reze detto resp. sp. trias vcelku)
Perm
36 — kremité zlepence; 37 — fylitické bridlice, drobové pieskovce s polohami kvarcitov a kremitých zlepencov (v reze P: perm vcelku)

STARŠIE PALEOZOIKUM (kryštalinikum veporika)

38 — fylity, kvarcity, metadiabázy a ich tufy — hronský komplex (len v reze); 39 — vrchné paleozoikum, mezozoikum obalu a kryštalinikum veporika nečlenené (v reze);
40 — dôležité vrty a vrty použité na konštrukciu rezov:

ozn. v. $\frac{\text{index prevŕtavých hornín a hĺbka posledného rozhrania}}{\text{index horniny v konečnej hĺbke a hĺbka vrtu}}$

41 — zlomy a) zistené, b) predpokladané; 42 — smer a sklon vrstiev; 43 — pramene minerálnych vôd; 44 — hranica ochranného rajónu.

Veporikum buduje predtreťohorné podložie vo východnej časti žriedelnej oblasti medzi Hornými Turovcami a Santovkou (príl. 1, obr. 3, 4). Doposiaľ najúplnejší profil veporikom v podloží treťohôr študovanej oblasti poskytol vrt ŠV-8 hĺbený južne od Dolných Semeroviec (obr. 3, 4).

Kryštalické bridlice — hronský komplex — predstavujú najstarší doposiaľ známy útvar v študovanej oblasti, prípadne v jej okolí. Vrtom ŠV-8 boli zistené od hĺbky 932,6 m. Vo vrtnom profile (271 m)* bolo zdola nahor: súvrstvie šedých fylitov, súvrstvie sericiticko-kremitých fylitov a kvarcitov, súvrstvie chloritických a sericiticko-chloritických fylitov s polohami metadiabázov (P. Reichwalder in D. Vass et al. 1981).

Perm (obal veporika) tvoria pestré bridlice, bridličnaté pieskovce a arkózy odkryté v okolí Slatiny a pestrofarebné kremité zlepence vystupujúce na povrch pri Horných Turovciach. Úplnejší profil permon poskytol vrt ŠV-8. Prevŕtaná hrúbka bola 244,4 m* (od hĺbky 688,0 m). Súvrstvie je dynamometamorfované. Na základe litológie ho možno rozdeliť na obzor peliticko-psamitický, predstavujúci väčšiu časť permu; striedajú sa v ňom sericitické fylitické bridlice, drobové bridličnaté pieskovce, metakvarcity a metakonglomeráty (A. Vozárová in D. Vass et al. 1981), Vrchný obzor predstavujú kremité zlepence, ekvivalenty zlepencov vystupujúcich na povrch pri Horných Turovciach; navŕtal ich aj vrt Pl-1 pri Plášťovciach (D. Vass in D. Vass et al. 1968).

Spodný trias (obal veporika) obnažený pri Horných Turovciach tvoria kremen-

* Vzhľadom na úklon vrstiev ide o nepravú hrúbku.

ce a kremité bridlice svetlých farieb. Vo vrte ŠV-8 spodný trias predstavuje súvrstvie nepravej hrúbky 146 m (od hĺbky 542 0 m). Hranica perm/trias je v tomto vrte konvencionálna. Trias, podobne ako perm, je dynamometamorfovaný; na jeho stavbe sa podieľajú drobové pieskovce, arkózové pieskovce až arkózy, fylitické bridlice, kremité zlepence až brekcie (O. Fejdiová in D. Vass et al. 1981).

Karbonáty stredného a vrchného triasu, prípadne jury obalového mezozoika veporika neboli v predmetnej oblasti priamo zistené. Ich prítomnosť však možno očakávať v širšom okolí Dudiniec, na čo poukazuje charakter mineralizácie dudinských prameňov (O. Hynie 1963, str. 650), množstvo travertínových výskytov a tiažova pozitívna anomália zistená v tejto oblasti (D. Vass et al. 1979).

Vyššie západokarpatské príkrovy. Chočský typ karbónu a permu navŕtali vrty GK-6 Rybník a GK-12 Žuhračka pri Gondove. Gemeridný typ spodného triasu navŕtal vrt GK-10 pri Ladzanoch. Tieto vrty boli situované severne a severozápadne od levickej žriedelnej línie.

Karbón chočského typu bol zistený vo vrte GK-12 v hĺbke 929,0 m; bol prevŕtaný jeho profil o hrúbke okolo 270 m (nepravá hrúbka). Je to striedanie drobových pieskovcov a ílovito-piesčitých bridlíc s bituminóznou prímesou (J. Vozár 1973, str. 200—202).

Perm (chočského typu) bol zistený vo vrtoch GK-6 a GK-12. Vrt GK-12 navŕtal perm v hĺbke 514,6 m a prevŕtal nepravú hrúbku permu — vyše 400 m. Vo vrchnej časti profilu prevládajú horniny melafýrového typu (melafýry, melafýry-porfyrity, vulkanoklastické melafýry), v spodnej časti sú hlavne drobové pieskovce, pestré bridlice, sivé bridlice, melafýrové tufy a na báze hlavne zlepence (J. Vozár 1973, str. 192—200).

Trias gemeridného typu navŕtal vrt GK-10 pri Ladzanoch v hĺbke okolo 470 m. Vrt overil profil hrubý okolo 580 m, ale trias prevŕtaný nebol. Stratigraficky zodpovedá hlavne kampilu (prípadne najvyššiemu seisu až anisu); tvoria ho v spodnej prevŕtanej časti hlavne sivé bridlice a piesčité bridlice s tufitickými polohami, vyššie pristupujú polohy anhydritu, anhydritovo-ílových brekcií a poloha pieskovca. Vyššie opäť prevládajú bridlice a v najvyššej časti profilu sa bridlice striedajú z vápencami až dolomitickými vápencami (J. Vozár 1973, str. 202—207).

Priamo v žriedelnej oblasti vystupujú na povrch permské (?) a triasové horniny chočsko-gemeridného typu (A. Biely 1965). Budujú predtreťohorné podložie v západnej časti žriedelnej oblasti (príl. 1, obr. 5, 6).

Pri Malom Kiari, prípadne južne od Čankova vystupujú v sutinách zvetralé hrdzavožlté, v čerstvejšom stave červené pieskovce a bridlice v minulosti radené k verfénu. A. Biely nevylučuje, žeby mohlo ísť o perm, melafýrovú sériu.

V okolí Krškán a Kalinčiakova vystupujú masívne svetlosivé až biele vápence, jemnozrnné, zriedka celistvé, evinospongiové alebo slabo zbrekciovatené. Majú organodetritický charakter a na základe ojedinelých nálezov rias ich treba považovať za wetersteinské vápence ladinského veku. (Podobné vápence navŕtali aj niektoré plytké vrty v okolí Krškán. V jednom z nich sa v opísaných vápencoch našli aj tenké vložky sivých zrnitých vápencov. Štúdiom výbrusov a jadier však bol preukázaný norický vek, ide najskôr o dachsteinské vápence; A. Biely, ústne oznámenie 1978).

Severovýchodne od Nového Dvora vystupujú hrubovrstevnaté svetlosivé vápence

s hľuzami rohovcov. Pripomínajú reiflinské vápence. Nad nimi ležia ílovité bridlice zvetrávajúce do žltohneda. Podobné slienité, slienito-ílovité bridlice s polohami tmavosivých až čiernych celistvých zvrstvených vápencov vystupujú tiež pri ceste západne od Borov. Podľa ústneho oznámenia A. Bieleho (1978) vápence a bridlice predstavujú pravdepodobne partnašské vrstvy (ladin — karn).

Na kopci Dolná Hora, juhozápadne od Borov vystupujú tmavosivé až čierne ílovité bridlice s vložkami zelenkavých pieskovcov. Ide o lunzské vrstvy (karn).

Podstatnú časť mezozoických hornín na kopci Dolná Hora tvoria sivé, masívne vrstevnaté dolomity, celistvé alebo jemnozrnné, miestami premenené na rauwaky. Uprostred dolomitov je tenká poloha organodetritických a lumachelových vápencov. Vek dolomitov a vápencov je pravdepodobne vrchný trias.

Západne od Kalinčiakova na kopcoch Fiták a Kamenec, pri kúpeľoch Margita a juhozápadne od Kalinčiakova vystupujú biele a svetlosivé žltkavé a sivé hrubolavicovité až masívne vápence. Sú jemnozrnné alebo celistvé, miestami slabobrekciovité alebo organodetritické. Sú v nich ílovité povlaky a zriedkavé hniezda sivých dolomitov. Horniny sú rozpukané a skrasovatené. Našli sa v nich zbytky megalodontov. Tento komplex hornín pripomína vápence dachsteinského typu (norik).

Terciér-miocén

Na predterciérnom podloží diskordantne a transgresívne leží miocén reprezentovaný iba svojou strednou časťou, t. j. bádenom a sarmatom.

Báden

Vystupuje na povrch vo východnej časti územia východne od zlomov prebiehajúcich údolím Nadošanského, poťažne Semerovského potoka až k Tekovským Trsťanom (príl. 1, 2). Je však vyvinutý, ale zakrytý mladšími sedimentmi aj v iných častiach žriedelnej oblasti (obr. 5, 6). Nebol zistený na santovsko-levickej hrasti v okolí Krškán. Nemožno však vylúčiť prítomnosť redukovanej hrúbky bádenu v okolí Santovky, kde bol podľa O. Hynieho (1963) v jednom vrte navŕtaný litotamniový vápenec.

Bázu miocénu tvoria kontinentálne detritické turovské vrstvy: kremité pieskovce a kremencové štrky. Sú odokryté pri Horných Turovciach. Valúnový materiál v týchto vrstvách je dobre opracovaný, tvoria ho takmer výlučne valúny triasových kremencov. Piesky tvoria hlavne kremenné zrnká, podradne sú prítomné živce. Ekvivalentom turovských vrstiev sú pravdepodobne kremencové štrky a piesky, prípadne aj kaolinický (?) pieskovec zistený vrtmi v podloží vrstiev s vulkanickým materiálom a v nadloží kremencov spodného triasu v Dudinciach (pozri geolog. profil O. Hynie 1963, obr. 70, str. 656). Ďalším ekvivalentom turovských vrstiev sú kremité brekcie tvoriace bázu miocénu vo vrte ŠV-8. Priamych biostratigrafických dôkazov o ich príslušnosti k bádenu niet. Radíme ich k bádenu iba preto, že z týchto bazálnych vrstiev sa postupne vyvíja mohutné bádenské súvrstvie, ktorého vek je spoľahlivo biostratigraficky preukázaný.

Ku kontinentálnym vrstvám bádenu radíme aj pestré súvrstvie v nadloží kremitých brekcií vo vrte ŠV-8, ktoré tvoria pestrofarebné íly a prachy so zlepencami

a vulkanogénnymi sedimentmi. Prítomnosť andezitového vulkanogénneho materiálu spája toto súvrstvie s bádenom, nakoľko v študovanej oblasti i v jej širokom okolí sa prejavy andezitového vulkanizmu po prvýkrát objavujú v spodnom bádene.

Morské vrstvy bádenu možno rozdeliť na dve fácie. Ich vznik i laterálne rozčlenenie sú späté s turovskou hrasťou (obr. 3). V priestore tejto hraste a severovýchodne od nej sú vyvinuté bádenské vrstvy ako vulkanodetritické sedimenty. Juhozápadne od hraste, v semerovskej depresii, je báden vyvinutý hlavne v pelitickom až prachovcovom vývoji.

Vulkanodetritický vývoj bádenu. Možno v ňom rozlíšiť niekoľko hlavných litotypov:

— Pelitické a prachové tufy — tufity tvoria polohy hrubé 1 až 10 m, alebo sa vyskytujú v sekvenciách, kde sa striedajú s tufitickými pieskovcami až piesčitými tufitmi, pričom hrúbka vrstiev je premenlivá, od niekoľkých cm do 1 m. Klastický materiál je vulkanogénny (vulkanické sklo, živce, amfibol a i.), pelitický materiál zodpovedá montmorillonitu a illitu. Prítomný je autigénny glaukonit. Farba sedimentu je sivá, svetlosivá.

— Piesčité tufy — tufity a tufitické pieskovce (epiklastické vulkanické pieskovce). Tvoria polohy premenlivej hrúbky od niekoľkých cm do niekoľkých metrov. Sú stredno- až hrubozrnité, často gradačne zvrstvené. Pozostávajú z úlomkov plagioklasov, pyroxénov, vulkanického skla, andezitov, tmelí ich chloritizovaná hmota (M. Marková 1967, str. 141). Niekedy obsahuje úlomky alebo závalky pelitov. Farba je sivá, hnedastá.

— Andezitové zlepence (epiklastické vulkanické zlepence). Tvoria nepravidelné šošovky alebo výrazné horizonty na bázach jednotlivých cyklov: zlepence — piesčité tufy—prachové tufy. Ich styk s podložím je často erozívny. Zapĺňajú erózne kanály. Valúny sú prevažne andezitové, podradne pristupujú aj valúny predtreťohorných hornín, hlavne kremencov. Valúny sú dobre opracované. Ich priemerná veľkosť 10—15 cm sa laterálne smerom na juh a juhozápad zmenšuje. Vo východnej časti študovaného územia sú prítomné valúny s maximálnym priemerom okolo 0,5 m.

— Andezitové epiklastické brekcie. Pozostávajú z fragmentov andezitov, ktoré sú zle opracované alebo neopracované. Niektoré brekciové polohy predstavujú fragmenty utopené v piesčitej základnej hmote, medzi fragmentmi sú aj úlomky prachových tufitov. Vo východnej časti územia sú prítomné aj chaotické brekcie naznačujúce blízkosť erupčných centier.

— Litotamniové vápence boli zistené v súvrství iba sporadicky, a to napr. v spodnej časti bádenu v okolí Plášťoviec vo vrte Pl-1. Presnejšie litologické údaje o týchto vápencoch chýbajú.

Vulkanicko-detritický vývoj pri Plášťovciach bol označený názvom plášťovské vrstvy (D. Vass 1971). Vyznačujú sa zvláštnymi textúrami, ktoré oprávňujú predpoklad vzniku z fluxoturbidných prúdov. Hrúbka celého komplexu pri Plášťovciach dosahuje 300 m.

Z bazálnych polôh vulkanicko-detritických vrstiev pri Horných Turovciach boli opísané zbytky makroorganizmov: *Nucula* cf. *nucleus, Glycymeris pilosa deshayesi, Lentipecten corneum denudatum* a i. (J. Tejkal 1960). Približne z týchto polôh severozápadne od Horných Turoviec opísala V.

Molčíková (1961, 1964) bohaté spoločenstvo foraminifer s *Orbulina suturalis* a s inými formami typickými pre spodný báden. Podobné foraminiferové spoločenstvo sa našlo aj v spodnejšej časti vulkanoklastických hornín vo vrte Pl-1 pri Plášťovciach (R. Lehotayová 1966). Foraminiferové spoločenstvo možno korelovať s lagenidovými zónami spodného bádenu.

Vyššia časť vulkanicko-detritického vývoja obsahuje spoločenstvo foraminifer s prvkami poukazujúcimi na strednobádenský vek: ako *Martinotiella communis, Uvigerina venusta* a *U. semiornata* (R. Lehotayová 1966). Teplomilné, najskôr strednobádenské spoločenstvo flóry bolo opísané z blízkeho okolia (F. Němejc 1963, 1967).

V priestore Tekovské Trsťany — Dudince — Hontianske Tesáre, kde sa zatiaľ našla iba makrofauna (E. Brestenská, Z. Priechodská — ústne oznámenie), nemožno v rámci bádenu presnejšie stratigraficky rozčleniť vulkanicko-detritický vývoj. Litotypy sa podobajú horninám plášťovských vrstiev (andezitové epiklastické zlepence, pieskovce, brekcie, pelitické tufity), ale postrádajú textúrne vlastnosti plášťovských vrstiev. Preto na mape uvádzame báden ako celok a nevylučujeme prítomnosť aj vrchného bádenu.

Vulkanicko-detritický vývoj bádenu v študovanom území predstavuje distálny faciálny komplex vulkanických epiklastických hornín prvej (bádenskej) etapy vývoja štiavnického stratovulkánu a dvoch starších (spodno- a strednobádenských) vulkanicko-sedimentárnych súvrství Krupinskej planiny (súvrstvie Vinica a súvrstvie Opava — Čelovce; J. Lexa a V. Konečný in J. Pristaš et al. 1980 a in E. Brestenská et al. 1980).

Pelitický a prachový vývoj bádenu. Od predchádzajúceho vývoja sa líši hlavne tým, že vulkanicko-detritický materiál netvorí výrazné polohy, ale je rozptýlený v celom bádene. Tento vývoj bádenu možno hlavne na základe foraminifer rozdeliť na spodný, stredný a vrchný báden. Najúplnejšie údaje o tomto vývoji bádenu poskytol vrt ŠV-8.

Spodný báden možno rozdeliť na dva obzory. V spodnom obzore sa striedajú vápnité prachy až íly s polohami tufov a tufitov, ktoré však netvoria polohy hrubšie než 5 cm. M. Marková (in D. Vass et al. 1968 a, 1981) medzi vulkanogénnymi horninami rozlíšila chlydolitické tufy, pemzové tufy a prachovo-piesčité tufity. U týchto hornín je hojne zastúpený biotit a typomorfné minerály kyslého vulkanizmu.

Vrchný obzor spodného bádenu tvoria vápnité prachy až íly analogické tým, ktoré sa striedajú s vulkanogénnymi horninami v spodnom obzore. Prachy a íly sú slabo až silne vápnité (obsah karbonátov kolíše od 5 do 35 %), tvorí ich hlavne montmorillonit, podradnejšie illit; prachovú alebo piesčitú frakciu tvoria vulkanogénne živce, vulkanické sklo a pemza. Biotitické sklovité tufy a pemzy tvoria v sedimente tenké laminky a predstavujú vetrom prenášaný materiál.

Hrúbka spodného bádenu vo vrte ŠV-8 dosahuje približne 170 m.

Stredný báden tvorí pokračovanie vápnitých prachov až ílov zo spodného bádenu. Litologicky sa nelíšia, mení sa iba biostratigraficky typ fauny. Vo vrchnej časti stredného bádenu však vystupuje nový litologický prvok, a to obzor s redeponovanými pieskami — flyšovité súvrstvie. Striedajú sa v ňom polohy piesčité — tufitické pieskovce tvorené výlučne vulkanogénnym materiálom — a polohy prachov až pelitov pravidelne laminovaných, často gradačne zvrstvených.

Hrúbka stredného bádenu vo vrte ŠV-8 je okolo 120 m.

Vrchný báden tvorí jednotvárne vápnité peliticko-prachové súvrstvie litologicky opäť podobné spodno- až strednobádenským pelitom a prachom. Sú v nich tiež tufitické medzivrstvičky a tenké polohy spongodiatomitových pelitov. V klastickej zložke významné miesto zaberá terigénny kremeň.

Hrúbka vrchného bádenu vo vrte ŠV-8 je okolo 180 m.

Biostratigrafické členenie bádenu v prevažne pelitickom vývoji bolo urobené na základe mikrofauny a vápenatej nanoflory z vrtu ŠV-8 (R. Lehotayová 1968, E. Brestenská—R. Lehotayová in D. Vass et al., 1981).

V spodných polohách pelitov a prachov spodného bádenu prevládajú bentosové foraminifery: *Spiroplectammina carinata, Textularia* ex gr. *gramen, Ammonia* ex. gr. *beccarii, Florilus scaphus, Heterolepa* ex. gr. *dutemplei, Rotalia acuelata, Anomalinoides variolarus, Uvigerina pygmoides.* Planktónové foraminifery sú zriedkavé, ale smerom nahor v profile pribúdajú ; sú to druhy: *Globigerinoides trilobus, G. sicanus, Praeorbulina transitoria.* Medzi početnými ostrakódmi sú prítomné formy typické pre spodný báden: *Costa batei, C. edwardsii* a i.

Vo vyššich spodnobádenských polohách je spoločenstvo bentosových foraminifer veľmi rozmanité a bohaté. Z typických pre spodný báden sú prítomné druhy: *Vaginulina legumen, Planularia auris, Lenticulina arquatostriata, L. cultrata, L. calcar, L. clypeiformis, L. arimonensis, L. echinata, Uvigerina macrocarinata, U. uniseriata, Bolivina hebes.* V niektorých polohách prevládajú planktónové prvky *Orbulina suturalis, O. bilobata, Praeorbulina transitoria, P. glomerosa, Globigerinoides sicanus,* vyššie pristupujú zástupcovia rodu *Globoquadrina* a mnohé ďalšie druhy.

Spoločenstvá vápnitej nanoflóry obsahujú typické prvky nanoplanktónovej zóny NN-5 vrátane indexového druhu *Sphenolithus heteromorphus,* ako i ďalší zástupcovia tohto rodu, ďalej rodov *Helicosphaera, Discoaster* a i.

V strednobádenských pelitoch typické bentósové formy sú: *Uvigerina grilli, U. venusta, U. aculeata, U. semiornata, Bulimina costata;* nodosariidy sú zastúpené podradne, lentikulíny sú ojedinelé a malého vzrastu. Planktónová zložka spoločenstva sa voči spodnobádenským spoločenstvám výrazne odlišuje. Preorbulíny a *Globigerinoides sicanus* chýbajú, *Orbulina suturalis* a globokvadríny sú zastúpené podradne. Prevládajú druhy *Globigerina bulloides, G. woodi, G. concinna* a i. Ostrakódy sú zriedkavé.

Vápnitá nanoflóra zo spodnej strednobádenského súvrstvia má ešte spodnobádenský charakter, vyššie je spoločenstvo nanoflóry chudobné, netypické. Jeho dôležitým, hoci negatívnym znakom odlišujúcim ho od spodnobádenského súvrstvia, je neprítomnosť vedúcej formy zóny NN-5 *Sphenolithus heteromorphus.*

Vo vrchnobádenskom súvrství sú prítomné druhy rodu *Bulimina* sp., *Praeglobobulimina ovata* a *pupoides, Fursenkoina schreibersiana, Uvigerina liesingensis, Ammonia* ex. gr. *beccarii.* Planktónové druhy sú zriedkavé, najčastejšie sa vyskytuje *Globigerina druryi, G. bulloides, G. concina, Hasterigerina opinata.* Prítomná je tiež vrchnobádenská ostrakóda *Carinocythereis carinata.*

V spoločenstve nanoflóry sa vyskytujú druhy rodu *Discoaster,* vrátane indexového druhu zóny NN-6 *Discoaster exilis.*

Pelitovo-prachové vrstvy bádenu obsahujú aj bohatú makrofaunu. V spodnom bádene sú to spoločenstvá s hojným zastúpením kardií *Cardium (Acanthocardia)* cf. *barandei schafferi, C.* cf. *burdigalinum,* ktoré sú vyššie vystriedané korbulami (*Corbula gibba* a *C. carinata*). V strednom bádene je hojný *Lentipecten corneum denudatum,* vo vrchnom prevládajú druhy rodov *Nucula, Tellina* a *Macoma* (A. Ondrejičková in D. Vass et al., 1981).

V bádene boli zistené aj bohaté spoločenstvá sporomorf (E. Planderová in D. Vass et al., 1981).

Sarmat

V študovanom území leží na bádene alebo priamo na predtreťohornom podloží. Na bádene leží hlavne v južnej a strednej časti územia (príl. 1), na santovsko-levickej hrasti východne od Levíc leží na predtreťohornom podloží (obr. 5, 6). Vo východnej časti žriedelnej oblasti, východne od zlomu prebiehajúceho údolím Semerovského potoka k Tekovským Trsťanom, sarmat chýba.

Sarmat má laterálne premenlivý faciálny vývoj. Na základe priestorových vzťahov

jednotlivých litofácií možno sarmat rozdeliť na niekoľko litofácií uložených nad sebou alebo čiastočne laterálne sa zastupujúcich.

Zeleno- a modrosivé slienité íly ležia priamo na triasových vápencoch juhozápadne od Kalinčiakova. Obsahujú makro- a mikrofaunu spodného sarmatu (Ľ. Ivan 1960 b).

Ryolitové tufy a íly ležia tiež priamo na triasových vápencoch; boli zistené iba vo vrtoch v priestore medzi obsami Kalinčiakovo, Veľké a Malé Krškany. Sú to silne argilitované svetlosivé a sivozelené pemzové a kryštalo-litoklastické biotitické ryolitové tufy. Sprevádzajú ich polohy svetlých až bielych prípadne zelenosivých ílov. Súvrstvie neobsahuje faunu, a k sarmatu ho radíme na základe analogickej transgresívnej pozície na triase ako v prípade slienitých ílov s faunou juhozápadne od Kalinčiakova (D. Vass in M. Marková—D. Vass 1969).

Vulkanicko-sedimentárny komplex predstavuje podstatnú časť sarmatu študovaného územia. Tvoria ho andezity, andezitové hrubo- až jemnozrnné vulkanoklastické horniny. Andezity sú odokryté východne od Veľkých Krškán, v severozápadnom okolí Brhloviec a medzi Brhlovcami a Čankovom. Sú to modrosivé porézne andezity s dutinami vyplnenými sekundárnymi minerálmi balvanovitej a lavicovitej odlučnosti a neporézne celistvé andezity s výrastlicami pyroxénov a živcov. Posledné tvoria pri Horši komplex hrubý až 65 m, ako to potvrdil vrt S-1 Horša (D. Vass, l.c.).

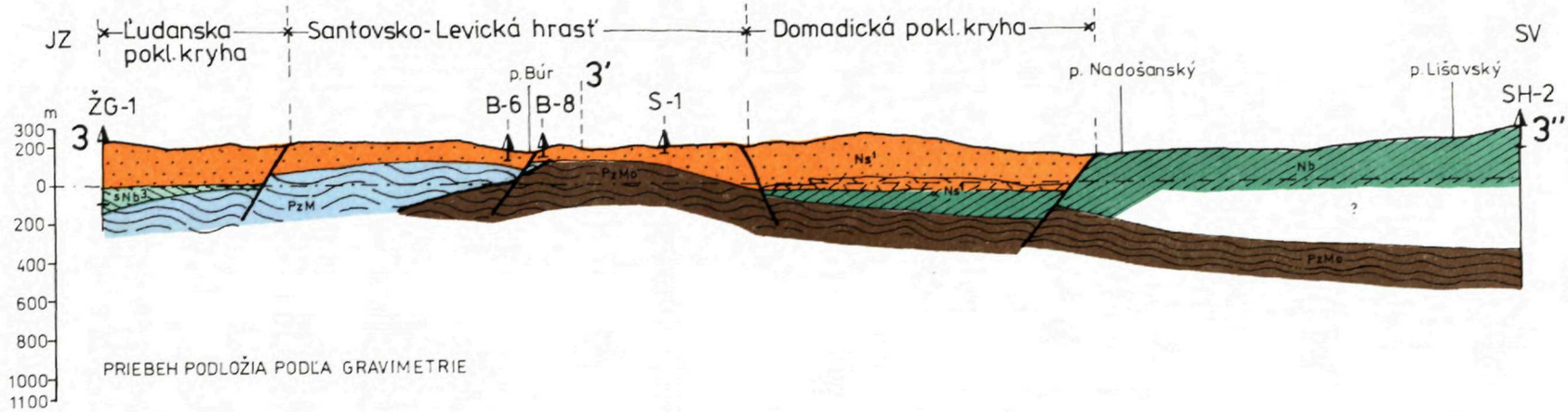
Hrubozrnné andezitové epiklastické brekcie sprevádzajú andezity. Majú sivú až tmavosivú farbu. Veľkosť fragmentov sa pohybuje v rozmedzí 2—5 cm, často až 10 cm. Ojedinelé sú balvany o priemere 1—1,5 mm. Prevláda porézny typ andezitov. Ležia na andezitoch,medzi nimi alebo na ich báze. Jemnozrnnejšie vulkanoklastické horniny sú tvorené viacerými varietami. Medzi ne patria:

a) Modrosivé piesčité tufy a tufity (epiklastické vulkanické pieskovce) odokryté v priestore medzi Veľkými Krškanmi, Mýtnymi Ludanmi, Domadicami a Tekovským Trsťanami. Úzke vzťahy týchto piesčitých tufov — tufitov k andezitom boli zistené vo viacerých vrtoch (napr. S-2 Brhlovce), kde sa striedajú s andezitmi. Na typických odkryvoch v obci Brhlovce pozorovať striedanie jemno- až strednozrnných piesčitých tufov s pemzovými tufmi. V jemnozrnnejších polohách týchto hornín sa vyskytuje flóra.

Severozápadne od Kalinčiakova, severne od Demandíc, východne od Mýtnych Ľudan sú odokryté hrdzavohnedé a modrosivé tufitové piesky. Miestami sú krížovo zvrstvené, prípadne sú aj slabo stmelené. Obsahujú valúny andezitu a nevulkanických hornín, hlavne kremenca. Lokálne uzatvárajú polohy prachových až pelitových tufov. Stoja na prechode medzi epiklastickými vulkanickými pieskovcami a pieskami s podradným zastúpením vulkanických úlomkov a predstavujú extrémne distálnu fáciu andezitových epiklastických hornín.

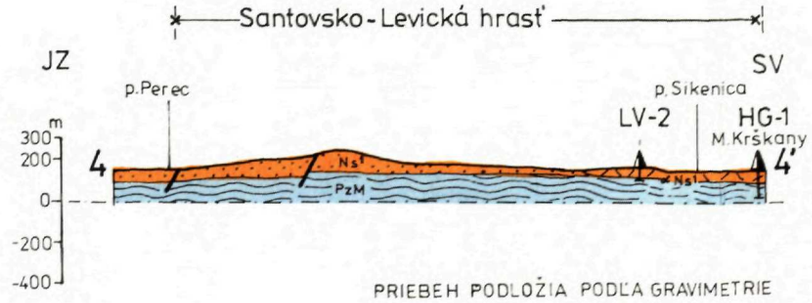
b) Pelitové slabopiesčité svetlosivé tufy až tufity sú odokryté severozápadne od Kalinčiakova, pri Čankove, južne od Malého Kiaru medzi Tekovskými Trsťanami a Domadicami. Často sa striedajú s polohami pemzového tufu, sú v nich tiež polohy tufitických pieskov a andezitových zlepencov. Bázicita skla a obsah ťažkých minerálov poukazujú na andezitový charakter vulkanoklastických hornín.

GEOLOGICKÝ REZ 3-3"



PRIEBEH PODLOŽIA PODĽA GRAVIMETRIE

GEOLOGICKÝ REZ 4 4'

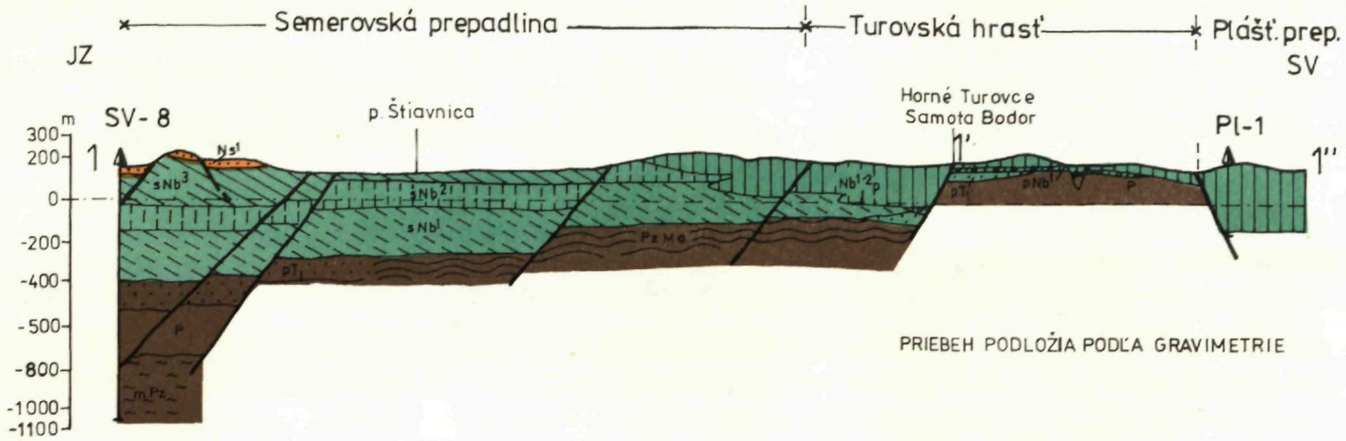


PRIEBEH PODLOŽIA PODĽA GRAVIMETRIE

VYHOTOVILA: C. Habovštiaková

Obr. 5 a 6 Vysvetlivky – viď prílohu 1

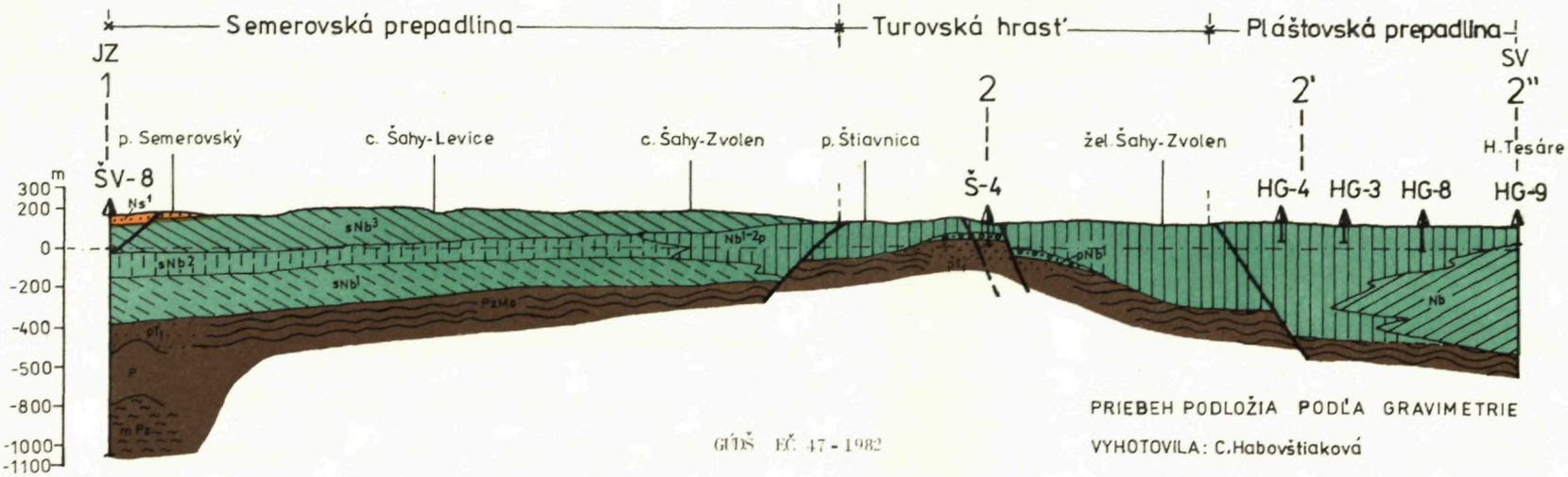
GEOLOGICKÝ REZ 1-1"



PRIEBEH PODLOŽIA PODĽA GRAVIMETRIE

Obr. 3 a 4
Vysvetlivky – viď prílohu 1

GEOLOGICKÝ REZ 1-2"



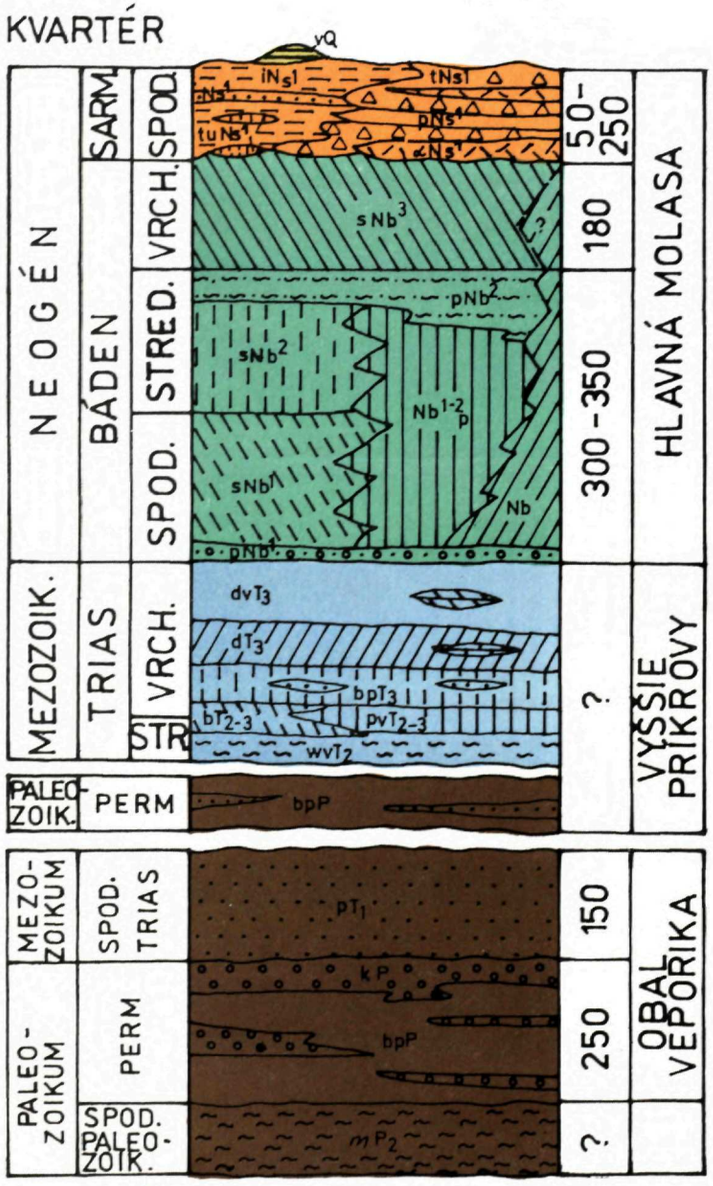
PRIEBEH PODLOŽIA PODĽA GRAVIMETRIE

VYHOTOVILA: C. Habovštiaková

GÚDŠ EČ. 47 - 1982

STRATIGRAFICKÁ KOLÓNKA

D.Vass 1978



KVARTÉR: travertíny (vQ)

NEOGÉN

spodný sarmat: piesky, tufitické pieskovce s polohami pelitov (Ns^1)
spodný sarmat: kyslé tufy a tufity s valúnmi ryodacitu ($tuNs^1$)
spodný sarmat: slienité íly, tufitické íly s polohami pieskov (iNs^1)
spodný sarmat: modré epiklastické andezitové pieskovce (pNs^1)
spodný sarmat: andezitové epiklastické brekcie (tNs^1)
spodný sarmat: andezity (αNs^1)
vrchný báden: slienité íly (sNb^3)
báden nečlenený: vulkanické epiklastiká vcelku (Nb)
spodný–stredný báden: (plášťovské vrstvy): epiklastické brekcie, zlepence a pelity (Nb^{1-2})
stredný báden: slienité íly a tufitické piesky (sNb^2), epiklastické pieskovce so znakmi skĺzavania (pNb^2)
spodný báden: slienité íly s preplástkami pemzových tufov (sNb^1)
spodný báden?: kremité piesky a štrky

MEZOZOIKUM

nor: svetlé hrubolavicovité, masívne vápence s hniezdami dolomitov a s megalodontami (dvT_3)
nor?: svetlé dolomity s organodetritickými a lumachelovými vápencami (dT_3)
karn: slienité bridlice a pieskovce (lunzské vrstvy, bpT_3)
ladin–karn: svetlé hrubovrstevnaté vápence s rohovcami (pvT_{2-3}) a ílovité bridlice (bT_{2-3}) (partnachské vrstvy)
ladin: svetlé masívne vápence (wettersteinské wvT_2)

PALEOZOIKUM

perm?: červené pieskovce a bridlice (bpP)

MEZOZOIKUM

spodný trias: kremence, kremité bridlice drobové a arkozové pieskovce, zlepence, fylitické bridlice (T_1)

PALEOZOIKUM

perm: kremité konglomeráty (kP)
perm: fylitické bridlice, drobové pieskovce s polohami kvarcitov (bpP)

st. paleozoikum: fylity, metadiabázy, kvarcity (mPz)

Obr. 7

c) Uprostred andezitových vulkanoklastických hornín sa sporadicky vyskytujú svetlosivé, hnedasté tufy petrograficky zodpovedajú kyslým tufom.

d) Východne, severne a západne od Demandíc, južne od Levíc a pri Čankove vystupujú v sarmatských vrstvách polohy sivých, svetlosivých pelitických až piesčitých tufov s valúnikmi pripomínajúcimi ryolitový tuf, prípadne ryolit. Plagioklasy z týchto valúnikov sú silne kaolinizované, hojné vulkanické sklo má index lomu ryodacitových skiel (1,505) a hojný je i biotit.

Spodnosarmatský vulkanicko-sedimentárny komplex predstavuje rôzne distálne a proximálne fácie na periférii štiavnického stratovulkánu.

Opísaný vulkanicko-sedimentárny komplex obsahuje faunu sarmatského typu a odtlačky listov. Rádiometricky stanovený vek andezitov je spodnosarmatský: 12,9 m.r*.

V južnej časti žriedelnej oblasti leží sarmat na bádene, poťažne na prechodných vrstvách. Jeho spodnú časť tvorí klastické, prevažne piesčité súvrstvie a vrchnú súvrstvie pelitické. Typický profil týmto typom sarmatu poskytol vrt ŽG-1 pri Hontianskej Vrbici, ktorý prevŕtal sarmatské sedimenty o hrúbke okolo 250 m.

Spodnú časť sarmatu tvorí piesčité súvrstvie. Prevládajú v ňom vápenaté tufitické piesky až pieskovce sivej farby s polohami štrkov až zlepencov. Smerom na juh zastúpenie tufitickej prímesi klesá. Štrky — zlepence tvoria šošovkové polohy. Ojedinele dosahujú hrúbku nad 10 m, spravidla ide o tenké polohy do 1 m. Pozostávajú z dobre opracovaných rezistentných valúnov (kremeň, kremence, rohovce), ojedinele sú prítomné valúny vulkanických hornín. Veľkosť valúnov je 0,5 až 3 cm. Zlepence sú tmelené vápnitým, vápnito-piesčitým, prípadne tufitickým tmelom. Hrúbka piesčitého súvrstvia je okolo 150 m. Piesčité vrstvy vystupujú na povrch hlavne medzi Santovkou a Mýtnymi Ľudanmi a Levicami.

Vyššiu časť spodného sarmatu na juhu žriedelnej oblasti tvoria pelity: tufitické a slienité íly. Piesčité a pelitické súvrstvia sú spojené postupnými prechodmi; sú sivé a sivozelené. Miestami prechádzajú tufitové íly až do tufitov, prípadne do tufodiatomitov. Sú to ekvivalenty pelitických tufov a tufitov vyvinutých v severnej časti študovaného územia.

V opísaných vrstvách sa nachádza brakická fauna spodnosarmatského veku. V spoločenstve foraminifer sú prítomné hlavne veľké elfídie: *Elphidium reginum, E. fichtelianum, E. josephinum, E. elegans,* a ďalšie druhy bentosových foraminifer (E. Brestenská a R. Lehotayová in R. Gabčo—V. Gašparíková 1970).

Charakteristické druhy spoločenstvá mäkkýšov sú: *Abra reflexa, Cardium vindobodenense, C. politioanei, C. sarmaticum, Musculus sarmaticus, Mactra eichwaldi;* viacej je druhov rodu *Mohrenstern-nia, Acteocina lajonkaireana, Ervilia dissita dissita* a i. (J. Švagrovský 1965, D. Vass 1965 b).

Pont až pliocén. Horniny mladšie než spodnosarmatské v oblasti levickej žriedelnej línie nevystupujú, až na územie na západ od zlomov prebiehajúcich v údolí Hrona — pod alúviom Hrona boli zistené, alebo treba predpokladať, sedimenty pontu, prípadne i mladšie pliocénne sedimenty (príl. 2).

---

* Rádiometricky stanovený vek andenzitov od Brhloviec a od Horše je 13,5±0,5 m.r. (G. P. Bagdasarjan—D. Vass—V. Konečný 1968, str. 432; po prepočte konštantou $\lambda k = 0{,}584 \times 10^{-10} r^{-1}$ 12,9±0,5 m.r.,čo zodpovedá spodnému sarmatu v rádiometrickej škále neogénu paratetýdy (D. Vass 1978, obr. 1).

Kvartér

Tvoria ho fluviálne sedimenty eopleistocénneho a pleistocénneho veku, travertíny z ktorých najstaršie sú azda pliocénneho, iné sú pleistocénneho a holocénneho veku, spraše a sprašové hliny s fosilnými pôdami, holocénne sedimenty nív potokov a proluviálne sedimenty (J. Pristaš in J. Pristaš et al. 1980 a in E. Brestenská et al. 1980).

Tektonika

V predtreťohornom podloží žriedelnej oblasti môžeme vyčleniť dva veľké paleoalpínske tektonické celky: veporikum, t. j. kryštalinikum s reliktmi vrchnopaleozoického a mezozoického obalu a vyššie príkrovy. Ich vzájomný vzťah je tektonický. Vyššie príkrovy ležia na veporiku a ich okraj — erodované čelo násunu prebieha v smere JZ—SV v oblasti Santovka — Domadice (S. Ďuratný et al. 1968, príl. 2; O. Fusán et al. 1971, mapa). Vrásnivé procesy, ktoré modelovali štruktúru predtreťohorného podložia, ako všade inde v Západných Karpatoch, prebehli vo vrchnej kriede (subhercýnska alebo mediteránna fáza — transport príkrovov a megavrásnenie, formovanie syn- a antiklinálnych štruktúr, porovnaj M. Maheľ in M. Maheľ et al. 1974).

Zlomy porušujúce územie ochranného rajónu patria dvom zlomových systémom smerov SZ—JV a SV—JZ (obr. 8). K ním sa druží ďalší zlomový systém S—J, ktorý sa však v recentnej štruktúre výrazne neuplatňuje. Domnievame sa, že všetky tieto zlomy majú staré založenie (obdobne ako to bolo dokázané v priestore susednej Ipeľskej kotliny; D. Vass et al. 1979), ale pohyby po nich sa odohrávali aj vo vyššom miocéne až kvartéri. Tieto pohyby podmienili vznik štruktúr, ktoré – keďže sú najmladšie – odrážajú sa aj v morfológii terénu a ovplyvňujú hrúbku miocénu na jednotlivých kryhách (D. Vass 1966).

Zlomový systém smeru SZ—JV vymedzuje najvýraznejšiu a najdôležitejšiu elevačnú štruktúru predmetného územia — turovsko-levickú hrasť (vysoké kryhy hornoturovské — D. Vass 1964; santovsko-turovský chrbát — S. Ďuratný et al. 1968, str. 78, fig. 2). Na nej vystupuje na povrch, alebo leží v neveľkej hĺbke, predtreťohorné podložie. Konfigurácia jeho reliéfu na tejto hrasti, ako aj geologická stavba podložia poukazujú na priečne porušenie hrasti. Spôsobuje ho zlom smeru S—J patriaci do zlomového pásma zázrivsko-budapeštianskeho. Nemožno tu popri vertikálnych pohyboch vylúčiť ani horizontálny posun, na čo upozornil D. Vass (1966). Priečne je hrasť rozdelená na dva segmenty: turovský a santovsko-levický. Keďže segmenty v priebehu bádenu a sarmatu zohrali rôznu úlohu, domnievame sa, že k ich rozčleneniu došlo pred bádenom alebo počas bádenu.

Turovská čiastková hrasť je vymedzená na severovýchode zlomom prebiehajúcim medzi Hornými Turovcami a Plášťovcami, na juhozápade ju vymedzuje zlom turovsko-nadošanský prebiehajúci južne od Slatiny, Horných Turoviec a pokračujúci údolím Nadošanského potoka. Tento zlom je veľmi výrazný. V priestore na juh od Slatiny a Horných Turoviec vymedzuje dva rozdielne faciálne vývoje bádenu. Ďalej na severozápade sám, alebo spolu so subparalelným zlomom Semerovského potoka,

oddeľuje báden od spodného sarmatu. Tam kde tento zlom alebo paralelne menšie zlomy križujú zlomy alebo zlomové pásmo sv.—jz. systému, sú situované vývery minerálnych, prípadne termálnych prameňov v Dudinciach a Slatine, ako i travertínové kopy svedčiace o pôvodných prirodzených výveroch.

Na turovskej hrasti vystupuje k povrchu vrchné paleozoikum a spodný trias obalu veporika, v Ipeľskej kotline aj kryštalinikum (D. Vass 1964, D. Vass et al. 1979). Na čiastkovej hrasti je tiež spodný až stredný báden vo fácii plášťovských vrstiev, prípadne vulkanoklastický nečlenený báden.

Juhozápadne od čiastkovej hraste sa rozprestiera semerovská prepadlina vyplnená prevažne pelitickými vrstvami spodného a stredného bádenu, je tam zastúpený tiež v pelitickom vývoji vrchný báden a denudačné zvyšky spodného sarmatu.

Severovýchodne od čiastkovej hraste je plášťovská prepadlina, so spodným a stredným bádenom vo fácii plášťovských vrstiev.

Čiastková hrasť santovsko-levická je asymetrická. Na juhozápade ju vymedzuje santovský zlom, ktorý možno sledovať z južného okolia Levíc až k Santovke. V mieste styku tohto zlomu so zlomom potoka Búr boli situované prirodzené pramene minerálnych vôd v Santovke a travertínové kopy. Protiklonný zlom, ktorý by vymedzoval hrásť na severovýchode, nepoznáme. Čiastočné severovýchodné obmedzenie hraste suplujú zlom ssz. smeru, napr. zlom potoka Búr, ale len v okolí Brhloviec. V mieste medzi Borami a Demandicami tento zlom koso utína juhovýchodné pokračovanie hrasti. Na čiastkovej hrasti vystupujú k povrchu horniny mezozoika vyšších príkrovov, bezprostredne na nich leží spodný sarmat.

Južne od hrasti je poklesnutá kryha ľudanská, ktorá je súčasťou rozsiahlejšej prepadliny. Na ľudanskej kryhe bol zistený aj vrchný báden.

Samostatnú zlomovú štruktúru sz. až ssz. smeru tvorí poklesnutá kryha domadická. Smerom na juh naväzuje na semerovskú prepadlinu a koso porušuje turovsko-levický hrasťový systém. Je to pravdepodobne štruktúra naložená na severojužný zlomový systém zázrivsko-budapeštiansky, ktorý, ako sme vyššie uviedli, je príčinou rozpadu turovsko-levickej hraste. Na domadickej poklesnutej kryhe nikde nevystupuje na povrch predtreťohorné podložie. Je na nej vyvinutý báden, na západnej strane aj sarmat.

Zlomový systém smeru SV—JZ priečne segmentuje zlomové štruktúry smeru SZ—JV. Vo východnej časti územia vytvára tento zlomový systém rozsiahlu prepadlinu, ktorej centrálna časť sa kryje s prepadlinou semerovskou severozápadného zlomového systému. Výsledným efektom križovania zlomov je izometrické obmedzenie semerovskej prepadliny. Zo zlomov severovýchodného systému sa na jej modelovaní podieľajú zlom Seleckého potoka a zlom slatinský, oba uklonené na juhozápad, a protiklonné zlomy prebiehajúce medzi Dolnými Semerovcami a Dudincami.

V západnej časti územia zlomy severovýchodného smeru tvoria čiastkovú kalinčiakovú hrasť, na ktorej vystupuje k povrchu predtreťohorné podložie. Ňou turovsko-levická hrasť kolmo križuje ladzanský chrbát (D. Vass et al. 1979) severovýchodného smeru, ktorý v ďalšom pokračovaní na juhozápad tvorí okrajovú eleváciu predtreťohorného podložia Podunajskej nížiny (levická hrasť — T. Buday—V. Špička 1967, str. 163).

Zlomy severovýchodného smeru formujú brhlovskú poklesnutú kryhu (medzi Čankovom, Brhlovcami a Borami). V jej susedstve leží vysoká kryha borská, na ktorej opäť vystupujú na povrch horniny predtreťohorného podložia. Juhovýchodne leží santovská poklesnutá kryha, ktorá svojou severnou časťou nadväzuje na okrajový severovýchodný zlom semerovskej prepadliny. Medzi santovskou kryhou a semerovskou prepadlinou sa nachádza demandická vysoká kryha klinového tvaru.

Zo zlomov severojužného systému sa na dnešnej morfológii územia podieľa kalinčiakovský zlom, ktorý koso člení hrasťové štruktúry oboch hlavných zlomových systémov. V úseku medzi Kalinčiakovom a Mýtnymi Ludanmi predurčuje údolie potoka Sikenica. Na tento zlom sú tiež viazané minerálne a termálne pramene v Kalinčiakove.

Opísanú stavbu potvrdila reinterpretácia starších tiažových meraní v oblasti levickej žriedelnej línie uskutočnené výpočtom tiažového účinku nadložia aj podložia za využitia poznatkov o horizontálnych zmenách hustôt (V. Szalaiová 1978). Na mape Bouguerových anomálií môžeme sledovať štyri výrazné kladné tiažové anomálie v oblasti Kalinčiakova (27,5 mGal), Santovky (34 mGal), Slatiny (39 mGal) a Turoviec (38 mGal). Tieto tiažové elevácie zodpovedajú santovsko-levickej čiastkovej hrasti a turoveckej čiastkovej hrasti, medzi ktorými sa nachádza semerovská prepadlina a domadická poklesnutá kryha. Na severozápade aj juhovýchode sa predtreťohorné podložie ponára do hĺbky. Výsledkom interpretácie tiažových a geoelektrických meraní sú izohypsy predtreťohorného podložia, prípadne izopachy neogénnych a štvrtohorných sedimentov.

Geologický vývoj územia

Kryštalinikum veporika — hronský komplex — stratigraficky najstaršiu a v geologickej stavbe aj najhlbšiu jednotku tvoria pôvodné flyšové sedimenty s polohami bázických vulkanitov, t. j. eugeosynklinálny sedimentárno-vulkanický komplex vzniklý v staropaleozoickom období. Tieto horniny boli metamorfované počas variského orogénu. Vrchnopaleozoické kontinentálne sedimenty predstavujú variskú molasu. Triasom počínajúc začína nový alpínsky geosynklinálny cyklus. Zachovali sa z neho len denudačné zvyšky, ale pôvodne i tu, ako inde vo veporiku, bol jeho vývoj úplnejší (napr. struženická jednotka v kohútskom pásme veporika, porov. M. Maheľ in M. Maheľ et al. 1974, str. 124). Súčasne s vývojom tohoto mezozoika v iných, hlbokovodnejších a južnejšie situovaných častiach geosynklinály prebiehala sedimentácia chočského a gemeridného mezozoika. Paleoalpínske tektonické pohyby (mediteránna, resp. subhercýnska fáza) spôsobili tektonické zblíženie veporika a vyšších príkrovov Západných Karpát. Vyvolali tiež retrográdnu metamorfózu veporidného kryštalinika, dynamometamorfózu veporidného obalu a azda i alochtónnu pozíciu veporidného kryštalinika i s obalom. Tieto pohyby podmienili v Západných Karpatoch aj vznik regionálnych synklinálnych a antiklinálnych štruktúr. Predmetné územie bolo súčasťou juhozápadného pokračovania severogemeridného synklinória. Vďaka synklinálnej pozícii i oslabenej severojužnej zóne zázrivsko-budapeštianskeho zlomového pásma bolo toto územie v eocéne od juhu zaplavené morom a bolo komunikačným koridorom medzi budínskym a vnútrokar-

patským paleogénom. Svedčí o tom redeponovaná fauna a valúnový materiál v egeri Ipeľskej kotliny.

Pyrenejské pohyby premenili štruktúrny plán územia. Nastala čiastočná inverzia a východná časť študovaného územia sa stala súčasťou šahanskej elevácie. V čase od rupelu po karpat bola silne denudovaná. Úplne stratila eocénny pokryv, mezozoikum príkrovov a erózia prenikli až po trias, resp. perm veporidného obalu.

V bádene dochádza k významnému tektonickému zvratu. Šahanská elevácia zaniká. Postupne doznieva subsidencia v susednej Ipeľskej kotline a začína významná subsidencia v Podunajskej nížine, ktorá bola až do bádenu súšou. Študovaná oblasť sa nachádza práve v osovej zóne tejto inverzie, t. j. medzi Ipeľskou kotlinou a Podunajskou nížinou. Súčasne od juhozápadu preniká do študovanej oblasti bádenské more. Transgresii predchádzala kontinentálna sedimentácia, jej dielom sú turovské vrstvy na južnej periférii Krupinskej planiny. Na šahansko-lyseckej vulkanicko-tektonickej zóne (V. Konečný 1970) a na štiavnickom stratovulkáne vzniká významná vulkanická aktivita silne ovplyvňujúca sedimentáciu bádenu v priestore žriedelnej línie.

V bádene sa utvárala turovsko-levická hrasť, ktorá bola priečne porušená, azda aj horizontálnym posunom dislokovaná, a to v priestore priebehu zázrivsko-budapeštianskeho zlomového pásma. Východná časť hraste mala vplyv na vývoj bádenu. Voči susedným prepadlinám, semerovskej a pláštovskej, subsidovala pomalšie a predstavovala bariéru brzdiacu bahnotoky a fluxoturbiditné prúdy zostupujúce zo svahov štiavnického stratovulkánu (spodno- až strednobádenská etapa vývoja stratovulkánu) do plášťovskej depresie. Bariéra turovskej čiastkovej hraste zabránila bahenným tokom dostať sa do semerovskej depresie a rozvinúť sa v pravé turbiditné prúdy.

Západná časť turovsko-levickej hraste (čiastková hrasť santovsko-levická) bola v bádene vynorená, resp. neprebiehala na nej sedimentácia. Spodný sarmat, ktorý transgredoval tiež z Podunajskej nížiny, leží na nej transgresívne, priamo na predtreťohornom podloží. V tom istom období sa vynára východný segment hraste (t. j. čiastkova hrasť turovská). Zdá sa, že rozšírenie spodného sarmatu limitoval zlom nadošanský, prípadne s ním subparalelný zlom Semerovského potoka, ale iba v jeho severnej časti (obr. 8).

V spodnom sarmate sa obnovila vulkanická aktivita štiavnického vulkánu. V priestore severovýchodne od Levíc lávové prúdy neprekročili santovsko-levickú čiastkovú hrasť. Južne od hraste sa nachádzajú len polohy distálnych epiklastických hornín tohoto vulkánu uprostred sedimentov brakického mora.

Po spodnom sarmate nastal ústup brakického mora z predmetnej oblasti. Zlomy severovýchodného systému ju porušujú len epigeneticky. Mladé pohyby po zlomoch tohoto systému boli zaregistrované mimo študovaného územia v okolí Štúrova, kde na kravianskej poruche došlo k pohybom v panóne (J. Seneš 1962, str. 78). V juhozápadnom okolí Šiah jeden alebo niekoľko zlomov v severovýchodnom systéme určuje akumuláciu kvartérnych štrkových dejekčných kužeľov zostupujúcich z Börzsönyu do údolia Ipľa. Okrem toho významnejšie severovýchodné zlomy podmienili recentné údolia, čo tiež svedčí o novších pohyboch po týchto zlomoch. Pravda aj niektoré zlomy severozápadného smeru boli nanovo oživené a podieľali sa tiež na formovaní riečnej siete. Novú aktivitu zlomov oboch systémov, ako i kalinčia-

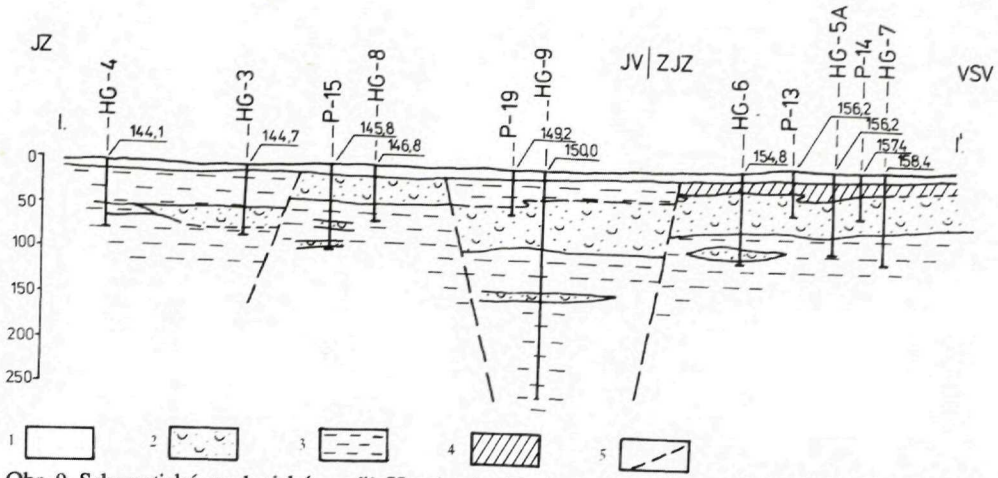
kovského zlomu smeru S—J, potvrdzujú recentné vývery minerálnych a termálnych vôd; kvartérne travertínové kopy viazané na tieto zlomy svedčia o výveroch vôd v kvartéri.

Podzemné vody bádenu a sarmatu

Pre akumuláciu podzemných vôd majú na študovanom území najväčší význam rôzne typy vulkanoklastických hornín, ktoré sa striedajú s andezitmi v podobe prúdov. Za priaznivých okolností môžu vulkanoklastické horniny s pórovou priepustnosťou predstavovať kolektor podzemných vôd so súvislou hladinou (V. Böhm—L. Melioris 1961). Značný počet technických prác pri budovaní záchytných zariadení rôzneho druhu (studní, prameňov) skutočne ukázal, že najdôležitejší zvodnený kolektor predstavujú vulkanoklastické horniny s pórovou priepustnosťou. Pre vznik jednotlivých vývojových typov vulkanoklastických hornín je rozhodujúce prostredie v ktorom sa formovali; ich zvodnenie je podmienené primárnymi a sekundárnymi vlastnosťami ako — granulometrické zloženie, charakter a typ pôvodného tmelu, prímesi druhotných materiálov, aktívna pórovitosť, stupeň zvetrania ai. Ich pórovitosť kolíše v rozmedzí 10—50 % (Z. Hlavatý 1975). Pieskové, brokové, prípadne brokovo-lapilové tufy, tufitické piesky a pieskovce vytvárajú najvhodnejšie podmienky pre akumuláciu podzemných vôd. Nerovnomerný priebeh nepriepustného nadložia alebo podložia (aglomerátov, andezitov, resp. tufov a tufitov rozložených na sekundárne alumosilikáty) má v niektorých miestach za následok, že podzemné vody vo vulkanoklastických horninách majú napätú hladinu, ktorá je vždy negatívna, v údoliach povrchových tokov blízka úrovni hladiny podzemných vôd štvrtohorných sedimentov. V dôsledku tejto skutočnosti nastáva hydraulické prepojenie podzemných vôd vo vulkanoklastických horninách a štvrtohorných sedimentoch tam, kde ležia priamo na priepustných vulkanoklastických horninách. V takomto prípade môžu prenikať podzemné vody štvrtohorných sedimentov alebo povrchové vody do vulkanoklastických hornín; no môže nastať aj pretláčanie tlakových vôd z vulkanoklastických hornín do zvodneného horizontu štvrtohôr. Napríklad čerpacou skúškou v Rykynčiciach pri $Q = 44\ l.s^{-1}$ (4 vrty), $S = 14$—15 m, boli výrazne ovplyvnené podzemné vody štvrtohorných sedimentov (Z. Hlavatý 1971).

Na predmetnom území (príl. 2) bol kolektor podzemných vôd vo vulkanoklastických horninách zachytený vrtnými prácami na lokalitách Hontianske Tesáre — Dvorníky v údolí Štiavnice (Z. Hlavatý 1975). Na lokalite Hontianske Tesáre sa vulkanoklastické horniny s najpriaznivejšími vlastnosťami pre akumuláciu podzemných vôd (aglomerátové tufy, brokovo-lapilové a pieskové tufy) nachádzajú v hĺbkach od 50 do 80 m. Podľa Z. Hlavatého (1975) podzemné vody sú doplňované zo severného alebo východného smeru, prípadne i priamou infiltráciou z povrchového toku. Na lokalite Dvorníky hydrogeologicky najpriaznivejšie sú brokové, pieskové a popolové tufy v hĺbkach 45—70 m, resp. 17—40 m. Najhlbší vrt HG-9 dosiahol hĺbku 259 m; v hĺbkach nad 100 m mali prevahu pelitické tufity bez prítokov podzemných vôd v hĺbkach 150—152 m a 235—236 m bol identifikovaný silne kaolinizovaný materiál.

Teplota vody v hĺbke 100 m dosahovala 19,0 °C a v hĺbke 250 m až 26,4 °C.



Obr. 9 Schematický geologický profil Hontianske Tesáre — Dvorníky podľa Z. Hlavatého (1975) upravený L. Meliorisom

1 — kvartérny pokryv, piesky, štrky; 2 — vulkanoklastiká zastúpené piesk. tufmi, brokovými a brokovo-lapillovými tufmi, tufitickými pieskami a pieskovcami; 3 — pelitické tufity so zreteľnou vrstevnatosťou; 4 — tufy a tufity pestrého zloženia; 5 — predpokladané zlomové línie

Tabuľka 8. Základné hydrogeologické charakteristiky niektorých vrtov na lokalite Hontianske Tesáre – Dvorníky podľa Z. Hlavatého (1975)

Vrt	Hĺbka vrtu v m	Q v l . s^{-1}	S v m	k_f v m . s^{-1}	Poznámka
HG–3	80,0	15,0	27,0	$2{,}278.10^{-5}$	negat. napätá hlad.
HG–4	75,0	0,6	19,00	–	negat. napätá hlad.
HG–5	60,5	10,5	17,00	$1{,}635.10^{-5}$	negat. napätá hlad.
HG–6	100,0	11,6	48,60	$6{,}660.10^{-6}$	negat. napätá hlad.
HG–7	100,0	14,2	22,47	$1{,}470.10^{-5}$	negat. napätá hlad.
HG–8	60,0	20,0	13,18	$9{,}960.10^{-5}$	voľná hladina
HG–9	259,0	16,10	17,94	$6{,}750.10^{-5}$	negat. napätá hlad.

Koeficienty filtrácie uvedené v tabuľke 8 boli vyhodnotené z čerpacích skúšok, keď sa dosiahli stavy blízke ustáleným stavom. Vrt HG-3 sa od r. 1971 využíva ako dočasný vodný zdroj pre Dudince (12 l.s^{-1}). Spoločnou čerpacou skúškou na šiestich vrtoch bolo dokumentovaných 92,43 l.s^{-1}. Výdatnosť hydrogeologických vrtov na Krupinskej planine realizovaných v priepustných vulkanoklastických horninách dosahuje hodnoty od 5,0 do 50 l.s^{-1}. Hodnoty špecifickej výdatnosti kolíšu od 0,1 do 4,2 l.s^{-1}.

Na dôkladnejšie hodnotenie jednotlivých vývojových typov vulkanoklastických hornín s pórovou priepustnosťou chýbajú zatiaľ exaktnejšie metódy stanovenia ich hydrogeologických charakteristík, a to tak terénne, ako aj laboratórne. Musíme si uvedomiť, že priaznivé litologické typy vulkanoklastických hornín vystupujúce miestami na vyvýšených a vrcholných častiach svahov alebo na plochých chrbtoch môžu predstavovať priaznivé prostredie pre infiltráciu zrážkových vôd.

Vzhľadom na geologicko-litologický vývoj sú možnosti intenzívnejšieho puklino-

vého obehu podzemných vôd v študovanej oblasti obmedzené. Niektorí autori poukazujú na možnosť existencie otvorenejších poruchových pásiem, ktoré prebiehajú obyčajne údoliami potokov. Na základe celkovej analýzy geologicko-litologických, tektonických, hydrologických a hydrogeologických pomerov predpokladáme, že tieto poruchové pásma vytvárajú spolu s priepustnými vulkanoklastickými horninami vyvinutými prevažne na erozívnej báze povrchových tokov, spoločný obeh podzemných vôd s puklinovo-pórovou priepustnosťou.

V pásmach intenzívnej rozpukanosti aglomerátov, pevnejších tufov, prípadne lávových prúdov na styku s menej priepustnými pelitickými tufitmi vznikajú puklinové pramene s výdatnosťou 0,2—0,5 $l.s^{-1}$. Puklinovo-vrstevné pramene sú často situované nad eróznou bázou. Ich výdatnosť a teplota sú ovplyvnené klimatickými pomermi. Nízky počet prameňov (16 dokumentovaných prameňov v jz. časti Krupinskej planiny v júli—auguste 1978) jednoznačne preukazuje malý význam tohoto fenoménu, hoci na zvýšených častiach môžeme predpokladať priamu infiltráciu atmosferických zrážok cez systém puklín a zónu zvetrávania aj do vulkanoklastických hornín s pórovou priepustnosťou, ktoré vystupujú pod úrovňou terénu, prípadne miestnej eróznej bázy.

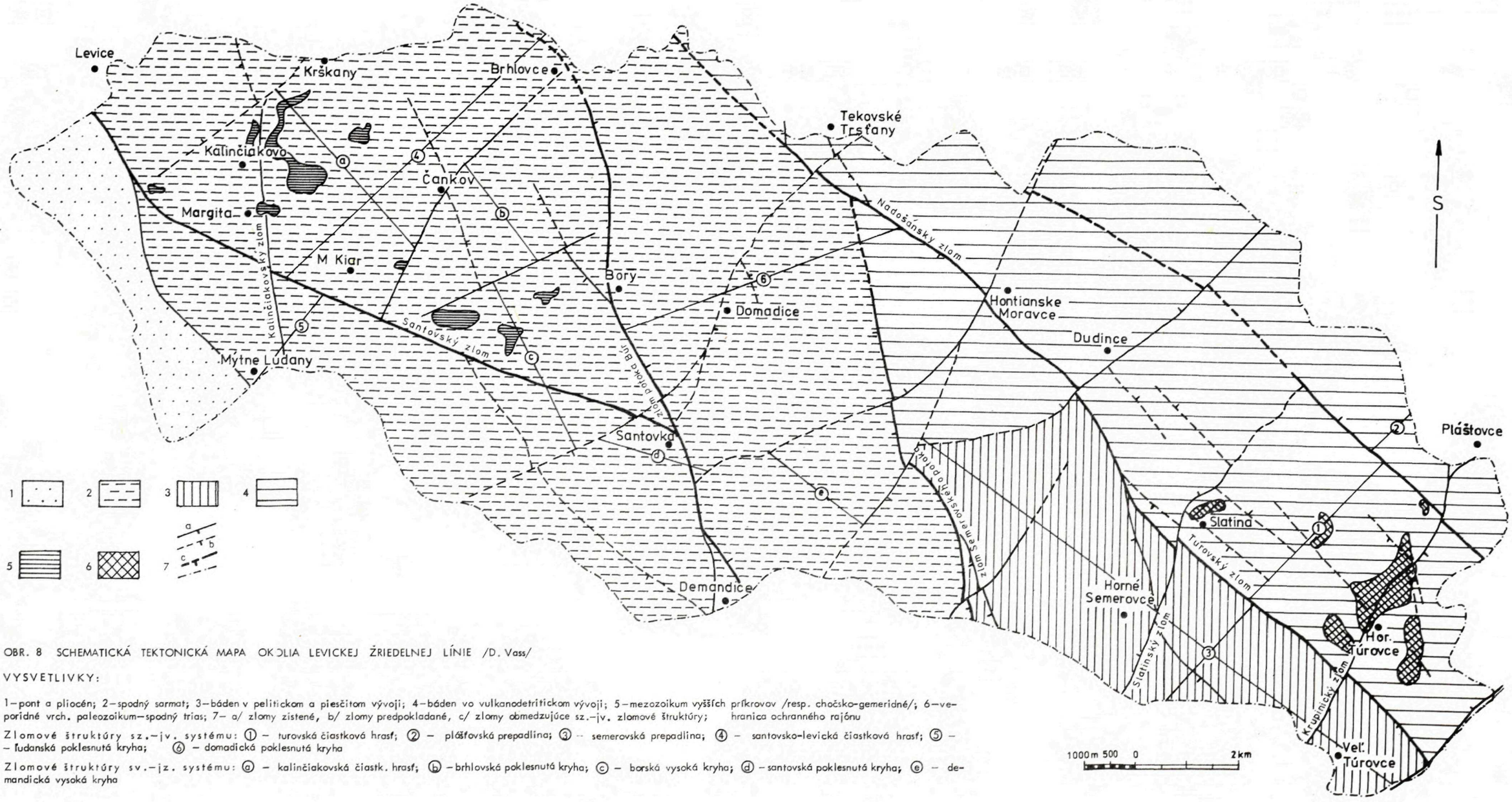
Na základe doterajších poznatkov môžeme konštatovať, že zvodnenie vulkanitov nemožno považovať za povrchový jav, ale že infiltrovaná voda môže zostupovať až do hĺbky 200—300 m a poruchovými líniami môže byť vyvedená na povrch. L. Škvarka (1968) poukazuje na priepustnosť poruchových línií i na styku so sedimentárnym neogénom, pričom uvádza hĺbku priepustnosti do 300 m. Prestup podzemných vôd z okrajových poruchových zón do priepustných polôh sedimentárneho neogénu je indikovaný aj hydrogeochemicky (L. Škvarka 1971). Hydrogeologický význam a funkcia vnútorných porúch nie sú zatiaľ jednoznačné. Vrtnými prácami bol v niektorých prípadoch preukázaný drenážny účinok poruchového pásma prechádzajúceho pod údolím povrchového toku (napr. údolie potoka Churchoď a i. — Z. Hlavatý 1975). Na základe analýzy geologicko-tektonických pomerov môžeme predpokladať aj doplňovanie akumulácií podzemných vôd vulkanoklastických hornín cez poruchové zlomové pásma.

Okrajové poruchové pásma regionálneho významu, napr. pri juhovýchodnom okraji levickej žriedelnej línie (turovská čiastková hrasť) môžu vytvárať vhodné podmienky pre prestup podzemných vôd do susedných orografických, geologických alebo hydrogeologických celkov. Môžu však tiež vytvárať nepriepustnú bariéru podzemným vodám, ktoré sa za určitých podmienok môžu akumulovať v okrajovej juhovýchodnej časti Krupinskej planiny.

Na základe zhodnotenia výsledkov doterajších výskumných a prieskumných prác môžeme konštatovať, že v študovanej oblasti levickej žriedelnej línie akumulácie obyčajných podzemných vôd sú viazané na:

1. Vulkanoklastické horniny s pórovou prípadne puklinovo-pórovou priepustnosťou. Na doplňovaní podzemných vôd tohto kolektora sa podieľajú atmosferické zrážky priamymi i nepriamymi spôsobmi opísanými vyššie.

2. Pásmo zvýšenej puklinovitosti a zóny zvetrávania aglomerátov spevnenejších tufov, prípadne lávových prúdov s puklinovo-pórovou priepustnosťou. Podzemné vody sa doplňujú priamou infiltráciou zrážkových vôd.



OBR. 8 SCHEMATICKÁ TEKTONICKÁ MAPA OKOLIA LEVICKEJ ŽRIEDELNEJ LÍNIE /D. Vass/

VYSVETLIVKY:

1–pont a pliocén; 2–spodný sarmat; 3–báden v pelitickom a piesčitom vývoji; 4–báden vo vulkanodetritickom vývoji; 5–mezozoikum vyšších príkrovov /resp. chočsko-gemeridné/; 6–veporidné vrch. paleozoikum–spodný trias; 7– a/ zlomy zistené, b/ zlomy predpokladané, c/ zlomy obmedzujúce sz.–jv. zlomové štruktúry; hranica ochranného rajónu

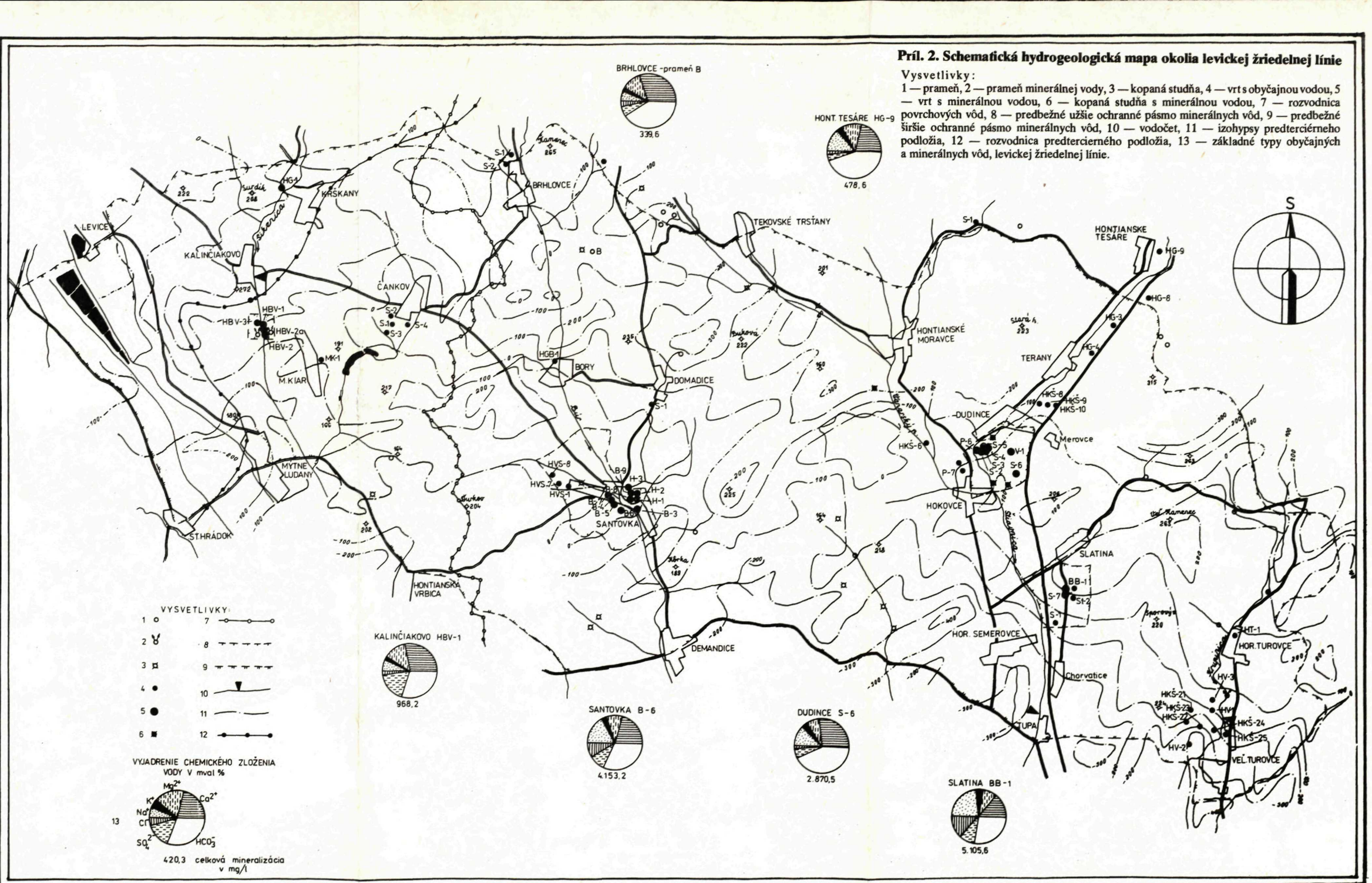
Zlomové štruktúry sz.–jv. systému: ① – turovská čiastková hrasť; ② – plášťovská prepadlina; ③ – semerovská prepadlina; ④ – santovsko-levická čiastková hrasť; ⑤ – ľudanská poklesnutá kryha; ⑥ – domadická poklesnutá kryha

Zlomové štruktúry sv.–jz. systému: ⓐ – kalinčiakovská čiastk. hrasť; ⓑ – brhlovská poklesnutá kryha; ⓒ – borská vysoká kryha; ⓓ – santovská poklesnutá kryha; ⓔ – demandická vysoká kryha

Príl. 2. Schematická hydrogeologická mapa okolia levickej žriedelnej línie

Vysvetlivky:

1 — prameň, 2 — prameň minerálnej vody, 3 — kopaná studňa, 4 — vrt s obyčajnou vodou, 5 — vrt s minerálnou vodou, 6 — kopaná studňa s minerálnou vodou, 7 — rozvodnica povrchových vôd, 8 — predbežné užšie ochranné pásmo minerálnych vôd, 9 — predbežné širšie ochranné pásmo minerálnych vôd, 10 — vodočet, 11 — izohypsy predterciérneho podložia, 12 — rozvodnica predterciérneho podložia, 13 — základné typy obyčajných a minerálnych vôd, levickej žriedelnej línie.



3. Poruchové zlomové pásma vnútorné i okrajové, ktorých hydrogeologický význam a funkcia nie sú zatiaľ jednoznačne preukázané.

4. Štvrtohorné sedimenty povrchových tokov Krupinice, Štiavnice, Búru a Sikenice, ktorým sme z hľadiska náplne práce, ako aj ich špecifičnosti nevenovali pozornosť.

Základným procesom formovania chemického zloženia podzemných vôd vulkanoklastických hornín bádenu a sarmatu je hydrolytické štiepenie rôznych horninotvorných silikátov, najmä živcov, pyroxénov a amfibolov. Klimatické podmienky, chemické zloženie zrážkových vôd, dĺžka styku infiltrujúcich zrážkových vôd s horninovým prostredím a obsah pôdneho CO_2 sú rozhodujúce pre stupeň mineralizácie a výsledné chemické zloženie, ktorého charakter sa mení len nepatrne v dôsledku jednotvárneho petrografického charakteru vulkanoklastických hornín.

Podzemné vody plytkého obehu zón zvýšenej puklinovitosti a zóny zvetrávania vo vulkanoklastických horninách obsahujú 88,20 až 388,08 mg/l rozpustných pevných látok ($\mu = 7{,}83 . 10^{-3} - 2{,}11 . 10^{-2}$). Podzemné vody vo vulkanoklastických horninách s pórovou priepustnosťou relatívne hlbšieho obehu, ktoré boli zachytené vrtnými prácami, dosahujú hodnoty celkovej mineralizácie od 302,68 do 646,85 mg/l ($\mu = 8{,}69 . 10^{-3} - 1{,}12 . 10^{-2}$). Z hlavných iónov v nasledovnej postupnosti váhových množstiev sú zastúpené HCO_3^- SO_4^{2-} Cl^-, katiónov je postupnosť Ca^{2+} Mg^{2+} Na^+ K^+, ojedinele Ca^{2+} Na^+ Mg^{2+} K^+. Hodnoty pH kolíšu od 6,5 do 7,7. Zdrojom iónov Ca^{2+} môžu byť okrem hydrolytického rozkladu aj procesy rozpúšťania a pravdepodobne iónovýmenné reakcie. Sekundárne alumosilikáty majú dobrú výmennú schopnosť, ktorá sa môže uplatniť pri infiltrácii zrážok cez pôdny horizont s prevažne nenasýteným sorpčným komplexom. Z hľadiska miery uplatnenia procesu rozpúšťania sú podzemné vody vo vzťahu ku kalcitu mierne nedosýtené, len v dvoch prípadoch sme zistili vody nasýtené — súčasne bolo zistené aj nasýtenie vôd voči dolomitu (Bzovík

Tabuľka 9. Základné údaje o chemickom zložení podzemných vôd

Zložky v mg/l	A (n = 16)			B (n = 34)		
	Min.	Max.	Priemer	Min.	Max.	Priemer
Na^+	4,48	14,02	11,4	5,1	42,99	16,46
K^+	0,43	4,22	3,82	2,1	34,01	18,05
Ca^{2+}	13,88	67,45	54,42	11,96	64,13	43,42
Mg^{2+}	2,4	37,79	16,53	1,21	23,83	15,13
Cl^-	4,53	22,86	21,44	1,40	12,70	5,34
SO_4^{2-}	5,33	36,02	31,16	0,70	13,64	7,17
HCO_3^-	48,08	264,69	203,90	115,90	347,80	226,85
SiO_2	–	–	–	39,46	78,52	59,76
M	88,22	388,08	340,01	302,68	646,85	392,81
Mg/Ca	0,25	1,96		0,32	0,77	
Ca/Na	2,59	13,45		1,66	7,95	
Cl/Na	0,40	2,50		0,06	0,93	
Na/K	2,21	55,45		1,53	5,29	

A — vody plytkého obehu s puklinovo-pórovou priepustnosťou
B — vody hlbšieho obehu s pórovou, resp. pórovo-puklinovou priepustnosťou

— Devičie HG-2, Medovarce HG-10). Voči sádrovcu sú všetky vody hlboko pod hodnotou nasýtenia (od −7,90 do −6,19). Zdrojom Mg^{2+} vo vodách sú tmavé minerály, hlavne biotit a v určitých časových obdobiach pravdepodobne aj zrážkové vody (ako $MgSO_4$ sekundárneho pôvodu). Hodnoty Mg/Ca sú uvedené v tab. 9. Z porovnania hodnôt koeficientu Na/K v podzemných vodách zisťujeme veľké zvýšenie tohoto pomeru v prospech sodíka, čo spôsobuje intenzívnejší prechod sodíka do vôd a prechod draslíka do nevýmenných pozícii v mriežkach sekundárnych alumosilikátov.

Zdrojom hydrouhličitanov môžu byť aj procesy rozpúšťania. Pôvod síranov je v atmosferických zrážkach, čiastočne sa do vôd dostávajú v dôsledku oxidačnej degradácie sulfidov. Zdrojom chloridov sú takisto v prevažnej miere zrážkové vody. Zvýšené množstvá aniónu Cl^- indikujú sekundárne znečistenie lokálneho charakteru.

Ako sme uviedli v predchádzajúcom, teploty vzduchu na študovanom území vykazujú pomerne veľkú variabilitu, čo ovplyvňuje najmä procesy prebiehajúce v atmosfére a pri infiltrácii zrážok cez pôdny horizont. Pokles teplôt v ročnom chode negatívne vplýva tak na biochemické procesy, ako aj na produkciu CO_2 v pôdnom horizonte. V oblasti Santovky sme namerali v pôdnom vzduchu 2 % CO_2 (obj.). Hodnoty p CO_2 podzemných vôd študovaného územia kolíšu od $3{,}62.10^{-4}$ do $6{,}08.10^{-2}$ MPa. Uvedené hodnoty poukazujú na výrazné presýtenie podzemných vôd vo vzťahu k atmosfére.

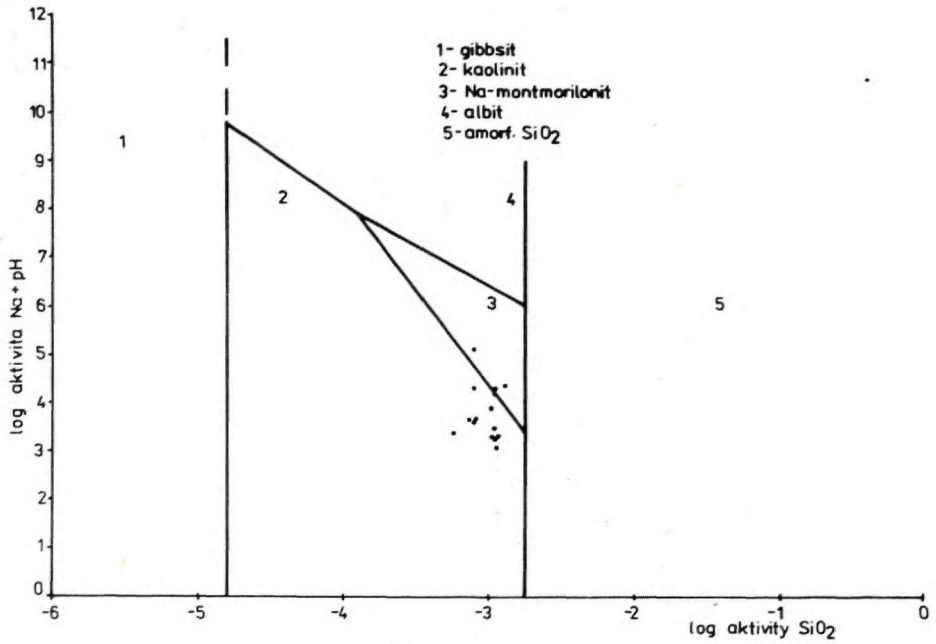
Plytký obeh podzemných vôd je okrem toho pod priamym vplyvom atmosferického kyslíka, čo podmieňuje ich oxidačný charakter. Je to najmä oxidácia Fe^{2+} z mriežok tmavých minerálov (biotitu, amfibolu).

Z diagramu stability Na_2O — SiO_2 — Al_2O_3 — H_2O pri teplote 25 °C (obr. 10) vidíme, že študované podzemné vody sa nachádzajú v stabilitnom poli kaolinitu, ktorý je termodynamicky najstabilnejším minerálom, prípadne v stabilnom poli Na — montmorillonitu. Tomu zodpovedajú aj vypočítané hodnoty indexov nerovnovážnosti (tab. 10). Rozdielne hodnoty zodpovedajú rozdielnej stabilite živcov voči hydrolytickým reakciám. Najstabilnejší je mikroklín, najmenej stabilný je anortit.

V dôsledku jednotvárnosti horninového prostredia, a tým aj malej variability chemického zloženia podzemných vôd použili sme pre rozčlenenie podzemných vôd klasifikáciu, podľa ktorej zahrňujeme do názvu všetky ióny, ktorých obsah vo vode je vyšší než 10 mval %. Na základe tejto klasifikácie podľa prevládajúcich iónov môžeme na študovanom území vyčleniť 8 typov chemického zloženia podzemných vôd v nasledovnom poradí:

1 — Ca Mg HCO_3
2 — Ca Mg Na HCO_3
3 — Ca Na Mg HCO_3
4 — Ca K Mg Na HCO_3
5 — Na Ca HCO_3
6 — Ca Mg HCO_3 SO_4
7 — Ca Mg Na HCO_3 SO_4
8 — Na Ca HCO_3 SO_4

U väčšiny vôd prevládajú ióny Ca^{2+} a HCO_3^-.



Obr. 10 Stabilný diagram systému Na_2O, SiO_2, Al_2O_3, H_2O pri 25 °C a 101,325 KPa podzemných vôd Krupinskej planiny

Tabuľka 10. Minimálne a maximálne hodnoty indexov nerovnomernosti podzemných vôd v pyroklastických horninách

	Min.	Max.
albit, kaolinit I_{ab-k}	−3,15	−1,27
mikroklín, kaolinit I_{kf-k}	−0,86	0,47
anortit, kaolinit I_{an-k}	−8,42	−5,36
illit, kaolinit I_{il-k}	−1,48	0,15
Ca–montmorilonit, kaolinit I_{nm-k}	0,14	0,82
kaolinit, gibsit I_{k-g}	4,49	5,73

U vôd plytkých obehov s puklinovou alebo puklinovo-pórovou priepustnosťou sa častejšie prejavuje zložka (SO_4), čo svedčí o jej pôvode v zrážkach alebo v sekundárnom znečistení.

Získané výsledky prinášajú nový pohľad na južnú časť Štiavnických vrchov a Krupinskej planiny z hľadiska ich zvodnenia — retenčnej schopnosti i podmienok

pre infiltráciu. Špecifický podzemný odtok z povodia Štiavnice predstavuje hodnotu 0,73 $l.s^{-1}/km^2$, z povodia Sikenice 0,75 $l.s^{-1}/km^2$. Z celej plochy orografických povodí Krupinice, Štiavnice a Sikenice — 953,664 km^2; špecifický podzemný odtok má hodnotu 0,26 $l.s^{-1}/km^2$. Táto hodnota je však do značnej miery ovplyvnená zápornou hodnotou z povodia Krupinice (tab. 7). Podzemný odtok z povodia Štiavnice predstavuje hodnotu 316,21 $l.s^{-1}$ z povodia Sikenice 163,27 $l.s^{-1}$ a z celej plochy orografických povodí Krupinice, Štiavnice a Sikenice hodnotu 247,95 $l.s^{-1}$. Táto hodnota predstavuje teda podzemný odtok z južnej časti Štiavnických vrchov (od rozvodnice) a Krupinskej planiny po myslenú čiaru Plášťovce —Tupá — Kalinčiakovo. Získané hodnoty podzemného odtoku sú pomerne vysoké, sú však v relácii s hodnotami získanými v iných oblastiach v analogických podmienkach. Určité množstvo tejto vody sa však spotrebuje na zmenu vlahy v pôde a rast vegetácie.

Na doplňovaní podzemných vôd sa zúčastňujú v rozhodujúcej miere atmosférické zrážky, pre infiltráciu ktorých sú vytvorené vhodnejšie podmienky na Krupinskej planine, najmä tam, kde sú vo vrcholových častiach svahov vyvinuté priaznivé litologické typy vulkanoklastických hornín. Určitý podiel na doplňovaní podzemných vôd v povodí Krupinice má však pravdepodobne aj prítok vôd z Javoria. P. Pospíšil—Š. Šáró (1973) študovali vek vody na lokalitách Podzámčok a Dobrá Niva a upozorňujú v tejto súvislosti, že infiltračné oblasti podzemných vôd exploatovaných na týchto lokalitách môžu byť značne vzdialené.

Poznatky z tejto oblasti poukazujú na hydrogeologický význam tektonických porúch, zlomov vo vnútri neovulkanitov. Ich hydrogeologická funkcia však doteraz nebola jednoznačne preukázaná. Z. Hlavatý (1971, 1975) opisuje napr. drenážny účinok poruchových pásiem, a zlomov, na ktorých sú založené povrchové toky a údolia; predpokladá doplňovanie akumulácií podzemných vôd vo vulkanoklastických horninách cez zlomy a poruchové pásma. Zistil, že bariéry vytvorené tektonickými poruchami bývajú väčšinou čiastočne priepustné. Naše výsledky poukazujú na komunikácie vôd z povodia Krupinice do povodia Štiavnice prostredníctvom zlomov a poruchových pásiem.

Podzemné vody sú často v priamom styku s povrchovými vodami alebo s vodami štvrtohôr. V miestach, kde sú korytá tokov zarezané do pyroklastických hornín, kde povrchové toky prechádzajú cez tektonické poruchy, alebo kde podložie tokov je tvorené priepustnými vulkanoklastickými horninami (pieskové tufy, brokové a brokovolapilové tufy, tufitické piesky a pieskovce) dochádza k priamej infiltrácii z povrchového toku do horninového komplexu, prípadne opačne.

Silne členitý reliéf podmieňuje rýchly podzemný odtok k eróznej báze údolí. Krátka doba styku na fázovom rozhraní voda/hornina má za následok veľmi nízky obsah rozpustných pevných látok v týchto vodách. Základným procesom formovania chemického zloženia podzemných vôd vulkanoklastických hornín bádenu a sarmatu je hydrolytické štiepenie rôznych horninotvorných silikátov.

Zápornú bilanciu v povodí Krupinice spôsobuje pravdepodobne prevod medzi susediacimi povodiami po tektonických poruchách a priepustných polohách vulkanoklastických hornín. Nasvedčuje tomu skutočnosť, že údolie Krupinice má o 10 až 20 m vyššiu nadmorskú výšku než údolie Štiavnice — najmenšia vzdialenosť medzi

oboma údoliami je asi 2 km — ako aj vyššie opísané geologickotektonické pomery. Z uvedeného vyplýva, že južná časť Štiavnických vrchov a Krupinská planina svojím podzemným odtokom 247,95 $l.s^{-1}$ môže predstavovať infiltračnú oblasť podzemným vodám vystupujúcim na juhozápadnom okraji Krupinskej planiny.

Minerálne vody

Na štyroch lokalitách levickej žriedelnej línie v Kalinčiakove, Santovke, Dudinciach a Slatine bolo od r. 1953 uskutočnených do 40 vrtov (príl. 2). Boli získané veľmi rozdielne vody čo do balneoterapeutického využitia i chemického zloženia.

Vrtmi S-3 ($H = 60$ m, $Q = 70$—$80\ l.s^{-1}$ neskôr znížená na $17\ l.s^{-1}$) v Dudinciach a B-3 ($H = 68{,}7$ m, $Q = 50\ l.s^{-1}$) bola získaná minerálna termálna voda preplynená CO_2 i H_2S (tab. 11 a 12). Vodu charakteristického chemického zloženia s vysokou hodnotou celkovej mineralizácie sme označili ako dudinský typ (L. Melioris—K. Hyánková 1968). Vody z obidvoch vrtov majú takmer rovnaké chemické zloženie. V prvej salinite prevažuje chloridová nad síranovou, pomerne vysoké hodnoty okrem druhej alkalinity dosahuje aj prvá alkalinita. Zatiaľ čo obsah rozpustených pevných látok má stály charakter, v závislosti na čase nemení, alebo len nepatrne, pozorujeme od r. 1965 trvalý pokles obsahu H_2S až o 50 %, čo môžu spôsobovať ďalšie technické práce prebiehajúce v žriedelnej línii. Teplota vody kolíše okolo 27 °C. O. Hynie (1956, 1957) predpokladá, že pri metamorfóze chemického zloženia týchto vôd hrá dôležitú úlohu iónovýmena, ktorej výsledkom je zvýšený obsah alkálií. Vrt S-3 zasiahol dva horizonty minerálnych vôd, ktorých chemické zloženie sa navzájom líši obsahom Na^+, K^+, Ca^{2+} a Cl^-. Voda prvého horizontu v porovnaní s vodou druhého horizontu má o 24,6 mval/l viac katiónov alkálií, o 16,8 mval/l menej katiónov alkalických zemín a o 8,1 mval/l viac Cl^-. Obsah ostatných zložiek je zhodný. Ak by sme vychádzali z názoru O. Hynieho, že voda prvého horizontu je metamorfovanou vodou druhého horizontu, obohatenou navyše o chlorid sodný, potom by pripadalo na iónovýmenu 16,8 mval/l katiónov, zbytok asi 8 mval/l by pripadal na rozpúšťanie v sedimentoch bádenu. Ako sme však už uviedli, chemické zloženie vôd sa od r. 1966 nezmenilo, klesol len obsah H_2S. O. Hynie v r. 1957 vyslovil predpoklad o možnej súvislosti vody vrtu B-3 s minerálnymi vodami v Dudinciach.

Studené minerálne vody sú reprezentované minerálnymi vodami v Santovke. O. Hynie (1957) nepredpokladal vplyv vrtu B-3 na minerálne vody v Santovke, no postupne sa začala prejavovať deštrukcia režimu týchto studených kyseliek — znižovala sa výdatnosť, strácal preliv, poklesla hladina, znižoval obsah voľného CO_2 o 500—800 mg/l. V r. 1963—1964 sa tu na zabezpečenie nového zdroja studenej kyselky pre plniareň uskutočnilo šesť vrtov (B-4 až B-9), Vrt B-6 ($H = 42{,}0$ m, $Q = 2\ l.s^{-1}$) zachytil typickú studenú minerálnu vodu typu Santovka (tab. 11 a 12). Nízkomineralizovaná voda má vysoký obsah voľného CO_2. Hlavným znakom všetkých zdrojov i nových studených minerálnych vôd v Santovke je ich nestabilný režim.

Prechodný typ minerálnych vôd medzi vyššie opísanými termálnymi vodami dudinského typu a studenými vodami santovského typu predstavujú vody niekto-

Tabuľka 11. Chemické zloženie minerálnych vôd levickej žriedelnej línie

Zdroj mg/l mval/l	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3	H_2SiO_3	H_2S	CO_2	pH	T °C vody
Slatina S–7 (26. 1. 1965)	310,0 13,48	96,0 2,46	204,40 10,20	60,80 5,00	254,22 7,17	265,54 5,53	1164,54 19,08	–	Ø	1731	–	12,7
Slatina S–7 (28. 3. 1966)	860,0 37,40	158,0 4,04	418,7 20,89	122,14 10,04	784,73 28,12	577,02 12,01	2366,56 38,78	–	Ø	2480,0	–	13,0
Slatina BB–1 (25. 7. 1974)	716,6 31,17	164,96 4,21	410,9 20,50	165,4 13,60	693,6 19,56	538,1 11,20	2370,2 38,84	35,0	Ø	2842	6,35	–
Semerovce D. ŠV–8 (perm)	1231,1 53,55	82,0 2,10	440,9 22,0	206,7 17,0	1098,9 31,0	791,3 16,48	3010,3 49,35	–	Ø	294,8	–	–
Semerovce D. ŠV–8 (verfén)	1302,1 56,64	120,0 3,07	340,7 17,0	243,2 20,0	1169,8 33,0	822,2 17,11	2970,7 48,7	–	Ø	583,0	–	–
Dudince S–6 (25. 9. 1974)	201,73 8,775	70,96 1,815	386,69 19,296	65,99 5,427	43,42 1,225	202,4 4,215	1844,42 30,228	41,0	1,31	1522	6,2	12,5
Dudince S–3 (25. 9. 1974)	999,42 43,472	139,93 3,579	463,22 23,115	90,43 7,437	585,49 16,516	539,74 11,24	3038,09 49,79	35,0	7,29	1560	6,3	27,0
Santovka B–3 (25. 7. 1974)	855,87 37,228	155,03 3,965	520,81 25,989	177,75 14,618	612,64 17,282	569,37 11,857	3217,85 52,737	31,0	4,83	1206	6,35	25,8
Santovka B–6 (25. 7. 1974)	429,7 18,691	94,97 2,429	455,70 22,74	138,25 9,997	354,39 8,935	429,05 36,168	2206,86 36,168	43,0	Ø	2508	6,2	17,0
Santovka HG–4 (25. 7. 1974)	446,81 19,435	104,94 2,684	345,85 17,258	140,72 11,563	303,77 8,569	424,16 8,833	2046,57 33,541	48,0	Ø	2234	6,05	15,0
Kalinčiakovo Margita (4. 4. 1974)	40,0 1,74	13,8 0,353	139,39 6,956	49,33 4,057	15,38 0,434	219,69 4,575	472,88 7,75	43,0	Ø	Ø	6,6	25,8
Kalinčiakovo HBV–1 (26. 7. 1974)	42,99 1,87	12,98 0,332	142,56 7,114	42,94 3,532	13,5 0,381	230,25 4,795	459,27 7,527	20,0	Ø	Ø	6,7	25,3

Tabuľka 12. Hydrogeochemické parametre minerálnych vôd levickej žriedelnej línie

Zdroj	Minera-lizácia mg/l	HCO_3/ /Cl	Na/Cl	Mg/Ca	Na/K	Ca/Na	Cl/Na	S_{Cl}	S_{SO_4}	S_1	S_2	A_1	A_2	A_3
Slatina S–7 (26. 1. 1965)	2411,0	2,66	1,88					22,6	17,4			10,5	48,1	
Slatina S–7 (28. 3. 1966)	5378,0	1,753	1,69					30,3	16,5			10,0	42,4	
Slatina BB–1 (25. 7. 1974)	6070,6	1,98		0,66	7,38	0,65	0,65			44,19		6,56	48,92	0,31
D. Semerovce ŠV–8 (perm)	6925,0	1,591	1,727					32,0	17,0			8,38	40,2	
D. Semerovce ŠV–8 (verfén)	7027,0	1,475	1,716					33,4	17,3			9,7	37,4	
Dudince S–6 (25. 9. 1974)	2870,53	24,69		0,28	4,83	2,19	0,13			15,24		14,49	69,44	0,81
Dudince S–3 (25. 9. 1974)	5892,22	3,01		0,32	12,14	0,53	0,37			35,78		24,84	39,36	
Santovka B–3 (25. 7. 1974)	6140,54	3,05		0,56	9,38	0,69	0,46			35,58		14,47	49,64	
Santovka B–6 (25. 7. 1974)	4153,21	3,61		0,50	7,69	1,21	0,53			34,34		3,86	61,75	
Santovka HG–4 (25. 7. 1974)	3861,17	3,91		0,67	7,24	0,88	0,44			34,15		9,25	56,58	
Kalinčiakovo Margita (4. 4. 1974)	1011,72	17,85		0,58	4,92	3,99	0,24			15,96	24,65		59,37	
Kalinčiakovo HBV–1 (26. 7. 1974)	968,22	19,75		0,49	5,63	3,80	0,20			17,13	23,87		58,98	

rých ďalších vrtov v Santovke (B-9, B-11). Majú na rozdiel od studených vôd santovského typu vyššiu chloridovú salinitu a najmä prvú alkalinitu. Svojím celkovým charakterom sa blížia viac vodám dudinského typu. Bol v nich zistený tiež H_2S v množstve 1,73 mg/l. Vody pre zvýšený obsah H_2S sú pre plniarenské účely nevhodné, a preto sa prakticky nevyužívajú.

Chronicky nedostatok vody pre plniarenské účely, zložité hydrogeologické podmienky na lokalite Santovka, veľká variabilita režimu minerálnych vôd a neznalosť hydraulických pomerov nás viedli k podrobnému hydrogeologickému výskumu na tejto lokalite a súčasnému vyhodnoteniu doteraz vykonaných prác. Niektoré výsledky uvádzame stručne v ďalšom.

Hydraulické pomery žriedelnej lokality

Vyhodnotenie čerpacích skúšok na vrte B-6 v Santovke ukázalo, že vrt leží v štruktúre napájanej zo spodných častí a s prietokom vo vrchnejšej priepustnejšej časti (do hĺbky cca 25 m). Vplyv okrajovej podmienky sa pre krátkosť stúpacích skúšok nedá zistiť, ide však o štruktúru s veľkým rozsahom a dynamickým prietokom podzemnej vody vo vrchnej časti. Parameter pretekania $B = 0{,}2$ m. Hodnoty koeficientu prietočnosti v rôznych hĺbkach filtra vrtu sú nasledovné:

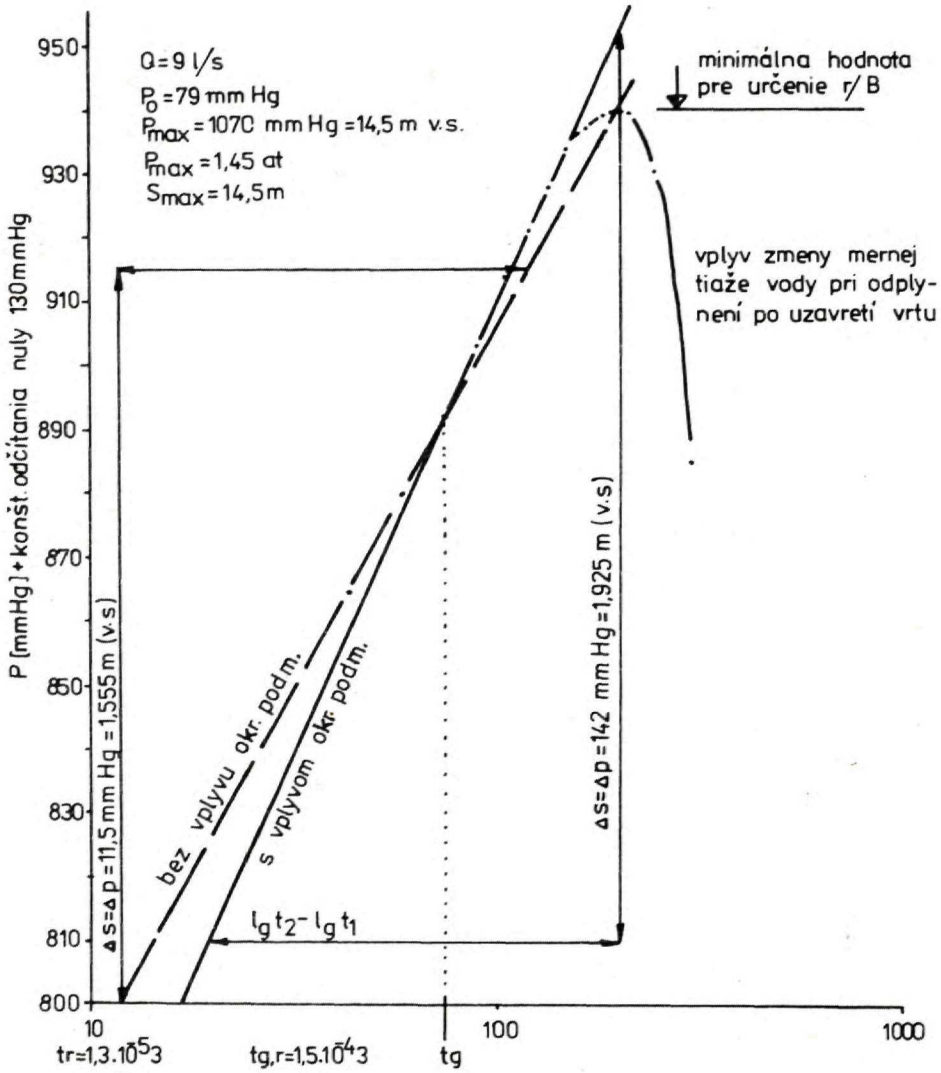
14,0—18,0 m	$1{,}46 \cdot 10^{-4}$—$2{,}06 \cdot 10^{-4}$ ($m^2 \cdot s^{-1}$)
2,4—24,8 m	$2{,}78 \cdot 10^{-4}$ ($m^2 \cdot s^{-1}$)
18,0—20,0 m	$3{,}58 \cdot 10^{-4}$ ($m^2 \cdot s^{-1}$)
10,0—41,3 m	$1{,}1 \cdot 10^{-5}$ ($m^2 \cdot s^{-1}$)

Koeficient storativity 0,178 poukazuje na existenciu voľnej hladiny. V hĺbke pod 42 m bola zachytená silne zvodnená vápencovo-dolomitová poloha s koeficientom prietočnosti $1{,}1 \cdot 10^{-3}$ ($m^2 \cdot s^{-1}$) a s koeficientom pretekania $B = 6{,}8 \cdot 10^{-2}$.

Vyhodnotenie stúpacej skúšky na vrte B-3 prinieslo nasledovné výsledky: Koeficient prietočnosti (vápencov a dolomitov hronika a gemerika) $1{,}06 \cdot 10^{-3}$ $m^2 \cdot s^{-1}$ predstavuje hodnotu o 1 až 3 rády vyššiu než u nadložných sedimentov spodného sarmatu (slienité íly, tufitické íly, pelitické tufity s polohami pieskovcov, resp. zlepencov). Pre odhadnutú hodnotu storativity $s = 1{,}10^{-4}$, $r_o = 0{,}017$ m (aktívny priemer studne) $r/B \leq 2{,}5 \cdot 10^{-5}$, $B \geq 6{,}8 \cdot 10^2$, minimálny polomer dosahu existencie pretekania $R \leq 770$ m. Vo vzdialenosti približne 21 m (10 až 50 m) od vrtu B-3 sa nachádza hranica zmeny prietočnosti. Prietočnosť je znížená približne o 10 % $T_r > T_g$, kde T_r je prietočnosť v okolí vrtu B-3, T_g je prietočnosť za touto hranicou. Po navŕtaní a otvorení vrtu B-3, ako aj jeho exploatáciou, poklesla piezometrická výška približne o 10—20 m (obr. 11) a tlak o približne 0,135 MPa.

Vyhodnotenie čerpacích skúšok na všetkých vrtoch žriedelnej štruktúry a stúpacej skúšky na vrte B-3 dokázalo hydraulickú spojitosť a tzv. pretekanie minerálnej vody z hlbších horizontov spôsobené postupným znižovaním tlaku v horninách spodného sarmatu.

V priebehu prác a pri vyhodnocovaní výsledkov sa ukázalo, že kysličník uhličitý sa dostáva do žriedelnej štruktúry niekoľkými spôsobmi. Jedným zo spôsobov transportu CO_2 v danom geologickom prostredí zo spodnejších horizontov vyššie mineralizovaných vôd (zachytených vrtom B-3) s vysokým obsahom kysličníka



Obr. 11 Stúpacia skúška na vrte B-3 v Santovke

uhličitého je molekulová difúzia. Celkové množstvo prítoku CO_2 do žriedelnej štruktúry molekulovou difúziou predstavuje $8{,}4 \cdot 10^{-10}$ mol/s na 1 m^2 alebo 37 mg/1s na 1 km^2 (L. Melioris—K. Hyánková, I. Mucha 1976). Preukázaná hydraulická spojitosť a takzvané pretekanie z hlbších horizontov vytvára jednu z podmienok pre existenciu molekulovej difúzie medzi zvodneným podložím a najvyšším zvodneným súvrstvím. Pretože difundujúci CO_2 zostáva vo vode alebo len tesne nad jej hladinou, v pôdnom vzduchu sa jeho obsah nezvyšuje. To znamená, že difúzia CO_2 vo vode neprechádza do difúzie CO_2 vo vzduchu, ktorý vypĺňa póry nad hladinou podzemnej

vody. Toto konštatovanie je v súlade s nameranými koncentráciami CO_2 v pôdnom vzduchu v oblasti Santovky, ktoré nepresahovali 2 % (obj).

Avšak vody najvyššieho horizontu — infiltrované zrážkové vody — svojím zložením poukazujú na prítomnosť zvýšených obsahov CO_2 pri formovaní ich chemického zloženia. Tento nesúlad medzi obsahom CO_2 v pôdnom vzduchu a chemickým zložením vôd najvyššieho horizontu poukazuje na prítomnosť ďalšieho CO_2, ktorý difunduje z hĺbky a podmieňuje intenzívnejšiu interakciu vody s karbonátovým horninovým prostredím. Vody najvyššieho horizontu majú preto vyššiu mineralizáciu a sú typu Ca—HCO_3 (nevylučujeme možnosť obohacovania vôd CO_2 privádzaným tektonickými zlomami; veľký význam má CO_2 prichádzajúci s minerálnou vodou z hĺbky, čomu nasvedčuje aj zmena chemického zloženia vody).

Na základe chemického zloženia vôd sme vypočítali parciálne tlaky CO_2 (p CO_2) zodpovedajúce danému chemickému zloženiu.

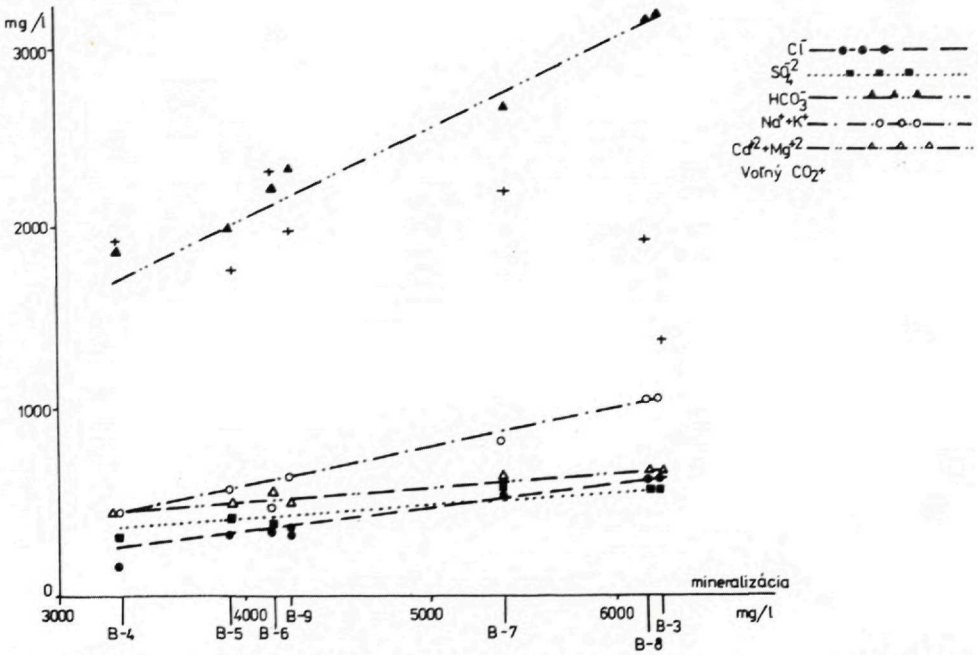
Vypočítané hodnoty p CO_2 zodpovedajúce chemickému zloženiu vody sú uvedené v tabuľke 13. Pre parciálny tlak CO_2 v pôdnom vzduchu, vypočítaný z výsledkov plynometrických meraní, vychádza maximálna četnosť výskytu 0,002 MPa. Z porovnania p CO_2 v pôdnom vzduchu a vo vode vidíme niekoľkonásobné nasýtenie vôd najvyššieho horizontu.

Tabuľka 13

Lokalita	Min. mg/l	Ion. sila I	Par. tlak CO_2 MPa	Kalcit A	Dolomit B	Sadrovec C
Santovka B-9	3061,30	0,054	0,043	2,386	–16,489	–5,315
Santovka B-6	4223,65	0,075	0,108	2,270	–16,769	–5,068
Santovka B-3	5890,64	0,100	0,068	2,723	–15,402	–5,190
Santov. HG-4	4037,70	0,071	0,099	2,121	–16,954	–5,054

V priebehu výskumných prác na žriedelnej lokalite Santovka sme sa sústredili na zistenie schémy prúdenia podzemných vôd v oblasti záchytných zariadení, aby sa určila infiltračná oblasť obyčajných vôd tvoriacich jednu zložku pri tvorbe minerálnej vody a aby sa určil prítok preplynených vyššie mineralizovaných vôd z hlbších horizontov, ktoré tvoria druhú zložku. Na základe vyhodnotenia hydraulických parametrov a vyhodnotenia hydrogeochemických charakteristík vôd boli zostavené závislosti prietočnosti piezometrickej výšky a obsahu Na^+, Cl^-, HCO_3^- na hĺbke. Vrty B-4 až B-7 poukazujú na závislosť chemického zloženia vôd na hĺbke (L. Melioris a kol. 1974).

Minerálne vody zachytené vrtmi B-4 až B-9 predstavujú vody rôznej teploty, preplynenia a celkovej mineralizácie; v ich iónovom zložení však vidíme určitú podobnosť (obr. 12). Chemické zloženie týchto vrtov má súvislosť aj s vodou z vrtu B-3. Totiž vody z vrtov B-4 až B-9 obsahujú určitý podiel vody hlbinného pôvodu z vrtu B-3. Voda typu Na—Ca—HCO_3—Cl (B-3) je miešaná, a nie ako sa pôvodne predpokladalo riedená s vodami najvyššieho horizontu Ca—HCO_3 zrážkového pôvodu. Vyššia mineralizácia týchto vôd je zapríčinená zvýšenou rozpúšťacou schopnosťou v dôsledku vyšších obsahov CO_2, zdroje ktorého sme už popísali. Nízke



Obr. 12 Závislosť obsahu jednotlivých iónov od celkovej mineralizácie vo vrtoch B-4 až B-9 v Santovke

hodnoty Mg/Ca interpretujeme ako odraz podstatného podielu vápencov v karbonátovej zložke horninového prostredia, resp. podstatného zastúpenia Ca^{2+} vo výmenných komplexoch sedimentov spodného sarmatu. Nerovnomerné preplynenie, rozdielna dĺžka obehu vôd a heterogénny charakter horninového prostredia nachádzajú svoj odraz v rozdielnej mineralizácii týchto vôd, ktoré boli zachytené niektorými vrtmi i domovými studňami.

Príčinou zmien chemického zloženia vody typu Santovka, pripadne príčinou vzniku vôd rôzneho obsahu rozpustených pevných látok sú rôzne pomery zastúpenia oboch druhov vôd a premenlivé chemické zloženie nehlbokých vôd typu Ca—HCO_3 zrážkového pôvodu. Pomery pri tvorbe konečného chemického zloženia sú naviac komplikované tým, že miešanie prebieha čiastočne v prírodných podmienkach a čiastočne priamo vo vrte. Ak je maximálna teplota 26,7 (B-3) a minimálna teplota 10 °C, potom teplota vody 14 °C vo vrte B-6 je dôsledkom zmiešania týchto dvoch vôd. Podobne, ak považujeme obsah CO_2 cca 10 000 mg/l vo vrte B-3 za maximálny a obsah CO_2 v obyčajnej vode za nulový, môžeme vypočítať pomer miešania týchto dvoch typov vôd a určiť obsah CO_2 v takejto zmesi (L. Melioris 1979). Pre približný výpočet použili sme vzťah

$$\frac{V_1 \cdot t_1 + V_2 \cdot t_2}{V_1 + V_2} = t$$

kde V_1 — objem teplej vody o $t_1 = 26{,}7$ °C
V_2 — objem chladnej vody o $t_2 = 10{,}0$ °C
t — 14 °C výsledná teplota zmiešaných vôd (B-6)

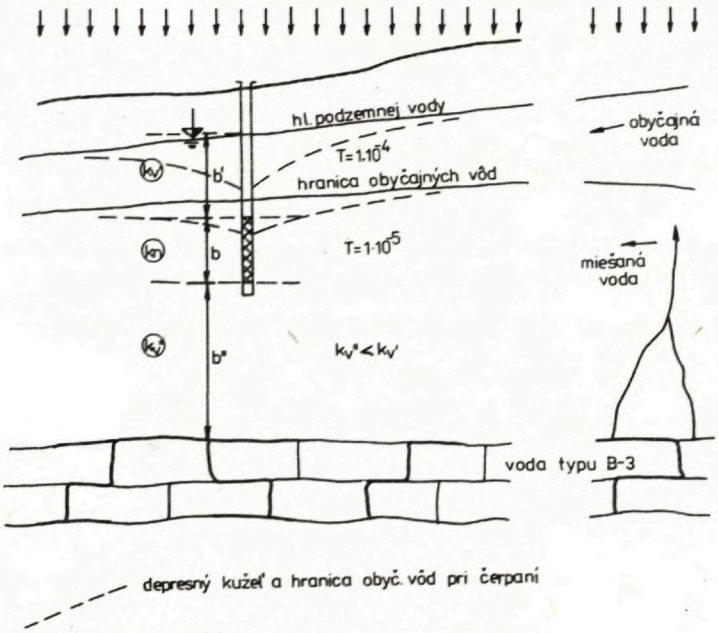
Na základe teplôt pomer miešania hlbinnej a podpovrchovej vody je približne 1:3; tomuto pomeru zodpovedá aj výsledná hodnota CO_2 – 2400 mg/l vo vrte B-6 a tiež pomer zistený pomocou rovnice

$$Q' = \frac{2Ts'}{K_0 r/B}$$

kde s' je zníženie vztiahnuté k voľnej hladine.

Ak vychádzame z obsahu chloridov pomer miešania $V_1 : V_2 = 1 : 0{,}77$. Podobné pomery miešania 1:(0,85—1,0) boli vypočítané aj pri ostatných zložkách okrem alkalických zemín (1:1,3). Pre výpočet bolo použité chemické zloženia vody z vrtu B-3 a vody z hĺbky 22,4—24,8 m vo vrte B-6 (Ca—HCO_3 typu).

Z uvedeného vyplýva, že veľká väčšina CO_2 priteká spolu s preplynenou vodou zo spodnejšej zvodnenej vrstvy zachytenej vrtom B-3. Táto voda sa mieša s vodou infiltrujúcou zo zrážok v pomere od 1:0,8 až 1:3, čo závisí od konkrétneho chemického zloženia vôd, ktoré sa miešajú.



Obr. 13 Schematizácia hydraulických pomerov na vrte B-6 v Santovke

Rozdiely vo vypočítaných pomeroch zastúpenia oboch vôd pri miešaní na základe teploty a CO_2 a na základe obsahu solí nevieme zatiaľ dostatočne vysvetliť. Musíme však vziať do úvahy skutočnosť, že do výpočtu neboli zahrnuté všetky faktory, ktoré ho môžu ovplyvňovať, ako napr. časový faktor, neustálené chemické zloženie vôd v období odberu vzoriek a pod. Za reprezentanta hlbinnej vody sme považovali vodu z vrtu B-3. Ďalšími vrtnými prácami boli navŕtané vody veľmi podobného zloženia,

Tabuľka 14

Vrt	Na + K	Ca + Mg	Cl	SO_4	HCO_3	M	T °C
B–3	1080	674	639	579	3111	6228	27
B–14	1033	686	615	558	3285	6242	15

ale nižšej teploty (napr. B-14), ktoré by lepšie vyhovovali vypočítanému pomeru 1 :(0,8—1,0).

Vyššie uvedené skutočnosti nám dovoľujú konštatovať, že zvodnené prostredie žriedelnej lokality Santovka je charakterizované priebehom čerpacích i stúpacích skúšok ako prostredie s voľnou hladinou a existenciou dynamického prietoku vyvolaného infiltráciou zrážok s vrstevným pretekaním z priepustnejšieho podložia. Napriek niektorým nedoriešeným otázkam aj výsledky bilančného hydrogeochemického riešenia ukazujú, že v žriedelnej štruktúre sa minerálne vody hlbokého obehu miešajú s vodami zrážkového pôvodu. Rôzne pomery zastúpenia oboch druhov vôd a premenlivé zloženie nehlbokých vôd zrážkového pôvodu sú príčinou vzniku vôd s rôznym obsahom rozpustených pevných látok. Minerálna voda je využívaná neúplným vrtom, čím je miešanie vôd hlbšieho obehu s vyššou mineralizáciou s podpovrchovými obyčajnými vodami ešte zložitejšie.

Vody v Slatine (S-7, BB-1) a vody z vrtu ŠV-8 v Dolných Semerovciach sú rovnakého typu. V minerálnej vode vrtu S-7 došlo v r. 1965 k výraznej zmene chemického zloženia. Obsah Na^+ a Cl^- stúpol takmer trikrát, obsah ostatných iónov v priemere dvakrát (tab. 11), čo sa odrazilo v stúpnutí chloridovej salinity. V r. 1966 sa voda chemickým zložením priblížila vodám z vrtu ŠV-8 v Dolných Semerovciach (O. Franko—S. Gazda 1967) navŕtaným v perme a verféne (tab. 11 a 12).

Vody vrtu S-6 a vody v Kalinčiakove (Margita, HBV-1) predstavujú posledný, akýsi okrajový typ vody. Ich spoločným znakom je nižšia hodnota celkovej mineralizácie, vysoký pomer HCO_3/Cl a Ca/Na, a nízka chloridová salinita.

Voda z vrtu S-6 ($H = 12{,}0$ m, $Q = 0{,}3$ l.s^{-1}) predstavuje studenú minerálnu vodu kyselku s nestabilným režimom. Vo vode bolo zistené až 1,24 mg/l H_2S, úplne postráda slanú zložku, typickú pre vodu z vrtu S-3. Veľmi slabá výdatnosť studených kyseliek v Dudinciach podľa O. Hynieho (1957) nasvedčuje, že tieto vody predstavujú len okrajovú oblasť akumulácie teplých kyseliek, podobne ako v Santovke. V Santovke hydrodynamické podmienky tvorby minerálnej vody už poznáme, či ide v Dudinciach o analógiu, ukážu výsledky prác v blízkej budúcnosti.

Termálne vody v Kalinčiakove majú zo všetkých vôd levickej žriedelnej línie najnižšiu mineralizáciu. Majú konštantné chemické zloženie. Spoločnou čerpacou skúškou na vrtoch HBV-1 a HBV-2 v r. 1967 bolo dokumentovaných 30—35 l.s^{-1} termálnej vody.

Záver

V oblasti levickej žriedelnej línie vystupujú na povrch horniny predtreťohorného podložia (veporikum, vyššie príkrovy Západných Karpát), na ktoré sú viazané minerálne vody hlbokého obehu a horniny treťohôr. Územie do značnej miery zakrývajú štvrtohorné sedimenty.

Na geologickú stavbu neogénu mal významný vplyv vulkanizmus. V bádene a sarmate boli jeho centrá situované v neďalekom okolí žriedelnej línie. Vulkanoklastické sedimenty s pórovou priepustnosťou predstavujú najdôležitejšie kolektory podzemných vôd.

Príkrovovú a vrásovú stavbu predtreťohorného podložia formovali paleoalpínske pohyby. Stavbu celého územia dotvorila zlomová tektonika aktívna zvlášť v neogéne. Jej dôsledkom sú významné kryhové štruktúry (hrasť turovsko-levická a iné), ktoré majú rozhodujúci význam pre lokalizáciu minerálnych a termálnych vôd.

Akumulácie obyčajných podzemných vôd bádenu a sarmatu sú viazané na vulkanoklastické horniny, na pásmo zvýšenej puklinovitosti a zóny zvetrávania, na poruchové pásma a sedimenty štvrtohôr. Rozhodujúcim procesom formovania chemického zloženia vôd vo vulkanoklastických horninách je hydrolytický rozklad silikátových minerálov.

Minerálne vody vystupujúce na levickej žriedelnej línii — turovsko-levickej hrasti — predstavujúce studené a termálne vody zložitého chemického zloženia, tvoria jednu žriedelnú oblasť. Z tohoto hľadiska treba pristupovať k ich optimálnemu využitiu i ochrane.

Do tlače odporučili: R. Gabčo a Z. Bondarenková.

Literatúra

BAGDASARJAN G. P.—VASS D.—KONEČNÝ, V. 1968: Results of Absolute Age Determination of Neogene Rocks in Central and Eastern Slovakia. Geol. Zbor. Geologica carpath., 19, 2, Bratislava, 419—425.

BIELY, A. 1965: Správa o výskume mezozoika v levických ostrovoch. Správy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava, 60—62.

BRESTENSKÁ, E.,—PRIECHODSKÁ, Z.—KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—PRISTAŠ, J.—HALOUZKA, R. 1980: Vysvetlivky k listom geologických máp 1:25 000 Hontianske Trsťany a Hontianske Tesáre. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BÖHM, V.—MELIORIS, L. 1961: Náčrt hydrogeologických pomerov oblasti Stredoslovenských neovulkanitov. Acta geol. et geograph. Univ. Com. Geologica, 7, Bratislava, 151—169.

BUDAY, T.—ŠPIČKA, V. 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. Sbor. geol. Vied — Západné Karpaty, 7, Bratislava, 153—187.

BUDYKO, M. I.—ZUBENOK, L. I. 1961: Opredelenije isparenija s poverchnosti suši. Izd. ANSSSR, Ser. Geograf. 6, Moskva, 3—17.

ĎURATNÝ, S.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1963: Geofyzikálny výskum v oblasti Šahy. Geofond Bratislava.

ĎURATNÝ, S.—FUSÁN, O.—KUTHAN, M.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1968: Relation of deep-seated structure to the development of subsequent vulkanism in central Slovakia. Geol. Práce, Správy 44/45, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 73—89.

DVOŘÁK, J.—KONOPAC, J. 1965: Stabilita zdroje kyselky ve Slatine u Levic. Archív Min. zdrav. SSR.

FRANKO, O. 1959: Návrhy na dočasné ochranné pásma pre kúpele a žriedla Slovenska, patriace pod Pov. zdrav. III. časť. Geofond. Bratislava.

FRANKO, O.—GAZDA, S. 1967: Hydrogeologické odskúšanie vrtu ŠV-8 v Dolných Semerovciach. Geofond. Bratislava.

FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÍČEK, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—230.

FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J.—SLÁVIK, J.—SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. Vied—Západné Karpaty, 15, Bratislava, 1—173.
GABČO, R.—VASS, D. 1965: Vývoj neogénu medzi Dudincami a Želiezovcami. Správy o geol. výsk. r. 1964, 2, Slovensko, Bratislava, 79—82.
GABČO, R.—GAŠPARIKOVÁ, V. 1970: Dielčia záverečná správa neogénu za list Želiezovce 1:50 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
HLAVATÝ, Z. 1971: Vybrané problémy zvodnenia pyroklastík Krupinskej vrchoviny. Práca k ašpirant. minimu. Archív PFUK, Bratislava.
HLAVATÝ, Z. 1975: Podzemné vody centrálnej a západnej časti Krupinskej planiny a metodika ich hydrogeologickému výskumu. Kand. dizertačná práca. Archív PFUK Bratislava.
HYNIE, O. 1956: Celkové vyhodnocení výsledku vrtních prací v lázních. Dudince od jejich začátku do ukončení vrtu S-4 s návrhem plánů dalších vrtů až do konečného využití zřídel. Praha. Archív MZ SSR, Bratislava.
HYNIE, O. 1957: Hydrogeologický posudek o výsledku vrtného průzkumu v lázních Dudincích provedeného v r. 1957. Manuskript, Praha.
HYNIE, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR II. Minerálne vody. Nakladateľstvo ČSAV, Praha, 1—797.
IVAN, Ľ. 1952: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. Geol. Práce, Zoš. 32, Bratislava, 1—22.
IVAN, Ľ. 1960a: Správa o geologickom mapovaní na gen. mape Nitra (1:200 000) V od Hrona. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
IVAN, Ľ. 1960b: Poznámky k vývoju sarmatu s horninami diatomitového typu v Ipeľskej tabuli. Geol. Práce, Správy 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 125—130.
IVAN, Ľ. 1960c: Správa o geologickom mapovaní na top. pláne Želiezovce. Geol. Práce, Správy 20, Bratislava, 177—182.
KONEČNÝ, V. 1970: Litofaciálna analýza stavby vulkano-sedimentárnych formácií južnej periférie neovulkanitov. Kand. dizert. práca; Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KRAJČA, J. A KOL. 1971: Rozpustené plyny v termálních a minerálních vodách Levické zřídelní linie (Santovka, Slatina). ÚGI, Geofond, Bratislava.
KUTHAN, M. et al., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M-34-XXXI Nitra. Geofond, Bratislava, 1—171.
LACKO, L. et al. 1960: Záverečná správa o vyhľadávacom prieskume s výpočtom zásob, Levice, Krupina, stavebné hmoty. Stav k 1. 1. 1960. Geofond, Bratislava.
LEHOTAYOVÁ, R. 1964: Mikrofauna miocénnych sedimentov južného okraja stredoslovenských neovulkanitov. Správy o geol. výsk. v r. 1963, Bratislava, 12—13.
LEHOTAYOVÁ, R. 1965: Príspevok k mikrobiostratigrafii východnej časti Podunajské nížiny. Správy geol. Výsk. 1964, Bratislava, 83—84.
LEHOTAYOVÁ, R. 1966: Dielčia záverečná správa o mikrobiostratigrafickom výskume na liste Šahy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
LEHOTAYOVÁ, F. 1968: In D. Vass et al. 1968.
MAHEĽ, M. 1952: Slané vody pri južnom okraji Krupinskej vrchoviny. Geol. Práce. Zoš. 32, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 23—28.
MAHEĽ, M. (editor) et al. 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan regions. Bratislava. Geol. Inst. of D. Štúr, Bratislava, 1—453.
MÁJOVSKÝ, I.—ROZKOŠNÝ, J. 1967: Levice—Šahy. Geofyzikálny prieskum. Geofond, Bratislava.
MARKOVÁ, M. 1966: Petrografický výskum miocénnych sedimentov na liste Šahy, Geofond, Bratislava.
MARKOVÁ, M. 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. Zbor. geol. Vied Západné Karpaty, 8, Bratislava, 79—168.
MARKOVÁ, M. 1968: in D. Vass et al. 1968.
MARKOVÁ, M.—VASS, D. 1969: Geológia a petrografia pyroklastík a ílov vo vrtoch v okolí Veľkých a Malých Krškán. Manuskript-archív Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
MARKOVÁ, M. 1970: Mineralógia a petrografia argilizovaných pyroklastík okolia Levíc. Zbor. geol. Vied Západné Karpaty, 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57—87.

MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geograf. časopis 30, 2, Bratislava, 101—125.
MELIORIS, L.—HYÁNKOVÁ, K. 1968: Minerálne a termálne vody v Kalinčiakove, Santovke, Malinovci, Dudinciach a Slatine. Acta geol. geogr. Univ. Comen, 16, Bratislava.
MELIORIS, L. a kol., 1974: Minerálne a termálne vody „Levickej žriedelnej línie" (III. čiastková správa). Archív MZ SSR, Bratislava.
MELIORIS, L.—HYÁNKOVÁ, K.—MUCHA, I. 1976: Molekulová difúzia CO_2 v zvodnenej vrstve. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 31, Bratislava, 23—28.
MELIORIS, L.—TOMLAIN, J. 1977: Náčrt pomerov zrážok, výparu a odtoku južnej časti Štiavnického pohoria a Krupinskej vrchoviny vo vzťahu k podzemným vodám. Acta Facultatis Rerum Nat. Univ. Comen. Formatio et Protectio II. Bratislava. 1—18.
MELIORIS, L.—TOMLAIN, J. 1978: Príspevok k riešeniu ochrany zdroja minerálnych vôd v Dudinciach. Acta Facultatis Rerum Nat. Univ. Comen. Formatio et Protectio III. Bratislava, 119—128.
MELIORIS, L. 1979: Estimation of Optimum Mineral-Water Utilisation in Santovka. Memoires IAH, 15. Congress of Vilnus, 57—64.
MOLČÍKOVÁ, V. 1961: Ekologické zhodnocení spodního tortonu vrtby H-6 Hor. Turovců. Geofond, Praha.
MOLČÍKOVÁ, V. 1964: Příspěvek k ekologii spodnotortonské mikrofauny Podunajské nížiny. Práce Výskum. Úst. ČND 21., Praha, 111—124.
NĚMEJC, F. 1963: Výsledky peleofloristických výzkumů v oblasti M. Kamene a Šahů ... Geol. Práce, Správy 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115—119.
NĚMEJC, F. 1967: Paleofloristické studie v neogenu Slovenska. Sbor. Nár. Musea v Praze, 23 B/1, Praha, 1—32.
ONDREJIČKOVÁ, A. 1968: In D. Vass et al. 1968
ORVAN, J. a kol. 1962: Zpráva o možnosti získať nový zdroj minerálnej vody Santovka v žriedelnej oblasti Malinovce-Santovka. Geofond, Bratislava.
ORVAN, J. 1969: Nové poznatky z hg. prieskumu Santovsko-Malinovskej žriedelnej sústavy. Sbor. II. Medzinárodného balneotech. symp., Piešťany.
PÁVAI-VAJNA, F. 1948: Bericht über die geologischen Aufnahmen längs des Mittellaufes der Ipoly. MAFI Évi jelentés 1939—40, 2, Budapest, 547—616.
PLANDEROVÁ, E. 1965: Palynologický výskum na liste Šahy. Geofond, Bratislava.
PLANDEROVÁ, E. 1968: in D. Vass 1968.
POSPÍŠIL, P.—ŠÁRO, Š. 1973: K možnosti riešenia niektorých hydrogeologických problémov na základe tríciových analýz. Geol. Práce, Správy 61, Geol Úst. D. Štúra, Bratislava.
PRISTAŠ, J.—VASS, D.—KONEČNÝ, V.—LEXA, J. 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000 listy: M-34-134-D-e (Demandice), M-34-134-D-b (Plášťovce), M-34—134-D-c (Ipeľ. Sokolec) a M-34-134-D-d (Šahy). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SENEŠ, J. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 list Nové Zámky. Geofond, Bratislava, 1—106.
SZALAIOVÁ, V. 1978: Geofyzikálny prieskum v oblasti Levickej žriedelnej línie (reinterpretácia tiažových meraní). Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava, 1—15.
ŠKVARKA, L. 1968: Poruchové zóny — najnádejnejší zdroj zvodnenia v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Rigorózna práca. Manuskript-archív PFUK Bratislava.
ŠKVARKA, L. 1971: Niektoré poznatky o zvodnení poruchových zón a rozložení zemského tepelného poľa v oblasti neovulkanitov Stredného Slovenska. Kand. dizert. práca. Manuskript-archív geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ŠVAGROVSKÝ, J. 1965: Biostratigrafické rozčlenenie súvrství preniknutých vrtom ŽG-1 podľa fauny mäkkýšov. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
TEJKAL, J. 1960a: Zpráva o orientačním spracování měkkýšů z některých lokalít tortonu a sarmatu v oblasti Levice—Šahy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
TEJKAL, J. 1960b: Měkkýše svrchního tortonu z vrtu Lontov Ži-2. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
TEJKAL, J. 1963: Nové poznatky o měkkýších svrchního tortonu Podunaj. nížiny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VASS, D. 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny v miocéne. (Kand. práca). Manuskript-knižnica Geol. laboratória SAV, Bratislava.
VASS, D.—GABČO, R. 1964: Predbežná správa o výskume miocénu na južnom úpätí stredoslovenských neovulkanitov. Správy o geol. výsk. 1963, 2-Slovensko, Bratislava, 132—134.
VASS, D. 1965a: Tektonická stavba územia na pomedzí Podunajskej nížiny a Ipeľskej vrchoviny. Správy o geol. výsk. r. 1964, 2, Bratislava, 77—79.
VASS, D. 1965b: Fauna sarmatu Ipeľskej tabule. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
VASS, D. 1966: Geologický výskum spojený s edíciou máp 1:50 000 na liste Šahy. Geofond, Bratislava.
VASS, D. et al. 1968: Záverečná správa o vrte ŠV-8 Dolné Semerovce. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
VASS, D. 1971: Sedimentological characterisation of the Plášťovce beds (Southern Slovakia), Geol. Zbor. Geologica carpath. 22/1, Bratislava, 25—47.
VASS, D.—KRYSTEK, I. 1975: Some sedimentological features of West Carpathians molasse. Reg. Com. on Mediter, Neogene Stratigr. 6, Cong. Ec x „C" Sedimentology, Bratislava, 1—14.
VASS, D. 1978: World Noegene radiometric time scala (estate to the begining of 1976). Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 197—236.
VASS, D.—KONEČNÝ, V.—ŠEFARA, J. 1979: Geológia Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 1—277.
VASS, D. et al. 1981: Štruktúrny vrt ŠV-8 (Dolné Semerovce) Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 1—106.
VOZÁR, J. 1973: Petrograficko-litologická charakteristika chočskej jednotky a gemeridného mezozoika v podloží neovulkanitov severne od Levíc. Západné Karpaty, 18, Bratislava, 183—214.
WOLF, H. 1858: Mineralquellen von Szantó, Magyarád und Bori. Jb. K. geol. Reichsanst. 9, Wien, 152—152.

Ladislav Melioris—Dionýz Vass

Hydrogeological and geological conditions in Levice hydrogeological structure

Summary of Slovak text

Mineral and thermal waters in Kalinčiakovo, Santovka, Dudince, Slatina are in one of the most significant spring areas in Slovakia. They form the so-called Levice hydrogeological structure. Their common origin, hydraulic and hydrologic relationships require optimal exploitation of individual springs and lasting preservation of their specific parameters — their protection.

Basical hydrological characteristic of surface streams, total annual precipitation, chemical composition of precipitation, total annual vapours in the area studied are in Tables 1—6. Annual water balances from three river basins (Ø 1931—1960) are in Table 7.

The spring area consists of (Map 1, Fig. 3—7):

— The Veporicum represented by crystalline schists of the Hron complex (grey phyllites, sericite-quartz phyllites, and quartzites, chloritic and sericite-chloritic phyllites with metadiabases), and by sedimentary dynamometamorphosed cover (Permian variegated schists; schistose lithic sandstones, arcoses, quartzites and conglomerates; Lower Triassic quartzites, quartzose schists and lithic sandstones, arcoses, conglomerates).

— Higher West-Carpathian nappes represented by carbonates, schists and sandstones are mainly Middle to Upper Trias, variegated sandstones and schists are Permian.

— The Tertiary resting unconformably and transgressively upon the above mentioned rocks, represents the Badenian and Lower Sarmatian. Badenian basal beds are continental (sands without volcanic material and variegated detrital sediments, with tuff layers in the upper part). Higher up are marine sediments, mostly pelitic with layers of pumiceous tuffs, tuffites, and andesite volcanodetrital rocks. Marine Badenian sediments contain plentiful fauna (foraminifers, ostracods, molluscs), calcareous

nannoflora and pollen. On the ground of foraminifers and nannoflora, the Badenian sedimentary complex is divided into the lower part (*Orbulina suturalis, Praeorbulina trasitoria, P. glomerosa,* abundant *Lenticulina, Sphenolithus heteromorphus*), the middle part (*Globigerina bulloides, G. woodi, G. concinna*), the upper part (*Globigerina druryi,* representatives of genus *Bulimina* sp., *Discoaster exilis* a.o.).

The Lower Sarmatian consists of marly clays, rhyolite tuffs and andesite volcanodetrital complex (andesites, volcanoclastics, tuffaceous sandstones). In the southern part of the area studied are tuffaceous sands, gravels tuffaceous and marly clays. The Lower Sarmatian sediments formed in a brackish environment. Foraminifers (*Elphidium reginum, E. fichtelianum. E. elegans* a.o.) are Lower Sarmatian. Radiometric age of andesites — $12,9 \pm 0,5$ m.y. — confirms the Lower Sarmatian age.

The area is on a larger part covered by deluvial loams and other Quaternary sediments of which travertines are interesting.

Pre-Tertiary rocks have nappe and fold structure. The Late Tertiary is disturbed by NW-SE, NE-SW and N-S striking faults, forming grabens and horsts (fig. 8). The Turovce-Levice horst divided into two partial horsts by transversal faults E of Santovka, is the main structure in the area studied.

For accumulation of ground waters most significant are various types of volcanoclastic rocks with pore permeability whose hydraulic conductirity (kf) are in Table 8. Discharge of boreholes realized in volcanoclastic rocks ranges from 0,5 to 50,0 $l.s^{-1}$. Volcanoclastic sediments mostly in the level of erosive basis of surface flows together with fault zones form a common ground water circulation by the fissure-pore permeability in Badenian and Sarmatian sediments.

Infiltrated water may descend down to 300 m. Geological-tectonical conditions indicate possible recharge of accumulations of ground waters in volcanoclastic rocks through fault zones. Hydrolytic splitting of silicate minerals is the main process in formation of chemical composition of ground waters in Badenian and Sarmatian volcanoclastic rocks. Basical data about chemical composition of ground waters are in Table 9.

Accumulations of common Badenian and Sarmatian ground waters are in volcanoclastic rocks, in the zone of increased cleavage and in weathering zones, in fault zones and in Quaternary sediments.

Mineral waters in Kalinčiakovo, Santovka, Dudince and Slatina are different not only in chemical composition (Tables 11, 12) but also in their balneological application. Mineral thermal waters are represented by water from boreholes S-3 in Dudince and B-3 in Santovka (B-6).

The borehole B-6 in Santovka is in a structure fed from lower parts and by discharge in a higher, more permeable part to a depth of about 25 m. In the depth 42 m is a highly aqueous limestone-dolomite layer with discharge efficienty $1,1.10^{-3}$ ($m^2.s^{-1}$). Evaluation of pumping tests in all boreholes in the spring structure and recovery test in borehole B-3 proved hydraulic connection and the so-called leakage of mineral water from deeper levels, caused by gradual decrease of pressure in Lower Sarmatian rocks. Carbon dioxide gets into the spring structure in several ways. One way of transport of CO_2 from lower levels is molecular diffusion. The causes of undesirable changes in chemical composition of water of the Santovka type (B-6) and/or the cause of formation of waters with different T.D.S. are in different ratio of water with shallow circulation to mineral water flowing from deeper levels, as well as in variable chemical composition of shallow waters of the Ca—HCO_3 type of atmospheric origin. Mixing of waters proceeds partly in natural conditions and partly in the borehole. According to temperatures and CO_2 content the ratio of deep and shallow waters is approx. 1:3. Contents of chlorides indicate the mixing ratio $V_1 : V_2 = 0,77$. For other components — except alkalic alterations — similar ratios were calculated. Differences in ratios calculated on the ground of temperature, CO_2 content, and salts content cannot be explained satisfactorily so far.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Precipitation alteration in relation to altitude above sea level, in western part of Krupinská planina (plain) and on southern slopes of Štiavnické vrchy Mts. (1931—1960)

Fig. 2 Annual precipitation, potential vapour and actual vapour in Dudince

1 — precipitation; 2 — vapour from soil surface; 3 — potentional vapour

Fig. 3 Geological profile 1 — 1″

Fig. 4 Geological profile 1 — 2″

Fig. 5 Geological profile 3 — 3″
Fig. 6 Geological profile 4 — 4″
Fig. 7 Stratigraphical column
Fig. 8 Schematic tectonic map of surroundings of Levice spring line
Fig. 9 Schematic geological profile Hontianske Tesáre — Dvorníky according to Z. Hlavatý 1975, modified by L. Melioris
Fig. 10 Stability diagram of Na_2O, SiO_2, Al_2O_3, H_2O system at 25 °C and 101,325 related to Pa of ground waters of Krupinská planina (plain)
Fig. 11 Recovery test in borehole B-3 in Santovka
Fig. 12 Relation of ion contents to T.D.S. in boreholes B-4 to B-9 in Santovka
Fig. 13 Scheme of hydraulic conditions in borehole B-6 in Santovka

Explanations of maps

1 Geological map of surroundings of Levice hydrogeological structure
2 Schematical geological map of surroundings of Levice hydrogeological structure

1 — spring; 2 — mineral spring; 3 — dug well; 4 — borehole with fresh water; 5 — borehole with mineral water; 6 — dug well with mineral water; 7 — surface water divide of surface waters; 8 — preliminary narrower protective zone of mineral waters; 9 — preliminary broader protective zone of mineral waters; 10 — water record; 11 — isohypses of pre-Tertiary basement; 12 — water divide of pre Tertiary basement; 13 — basical types of common and mineral waters of Levice hydrogeological structure

Explanations to Geological map of the Levice hydrogeological structure (map 1) and to geological cross sections (fig. 3—6); see pp. 16—17.

QUATERNARY

Holocene
1 — fluvial sediments of flood plains: loams, clays, sands; 2 — proluvial sediments (alluvial fans): loamy and loamy-stony
Pleistocene — Holocene
3 — travertines
Pleistocene
4 — loesses and loessy loams; 5 — fluvial sediments of terraces: sandy gravels and sands; 6 — fluvial sediments of terraces: weathered and loamy gravels (Eopleistocene)

TERTIARY

Neogene
Sarmatian (Lower)
7 — grey nad light-grey tuffs and tuffites sandy tuffites with rhyodacite pebbles; 8 — sands, tuffaceous sandstones with layers of pelitic tuffs and clays or conglomerates; 9 — marly clays, tuffaceous clays, pelitic tuffites with sand layers (in section Ns^1: Lower Sarmatian undivided); 10 — blue, blue-grey andesite sandy tuffs and tuffites (epiclastic volcanic sandstones); 11 — andesite epiclastic breccias; 12 — andesites (in section volcanites, coarse — to medium-grained volcanic epiclastics undivided)
Upper Badenian
13 — marly clays with interbeds of pumiceous tuffs (only in section)

Lower — Middle Badenian (Plášťovce beds)
14 — conglomerates with dominant andesite pebbles epiclastic volcanic conglomerates (and tuffaceous sandstones;) 15 — sandy tuffs and tuffaceous sandstones (epiclastic volcanic sandstones) with occasional conglomerate layers; 16 — silt and pelite tuffites; 17 — andesite epiclastic breccia; 18 — Plášťovce beds and volcanoclastic formation Vinica — Príbelce (only in section)
Middle Badenian
19 — tuffaceous sandstones with signs of slumping; 20 — marly clays with intercalations of pumiceous tuffs and tuffaceous sands (in section)
Lower Badenian
21 — dominantly marly clays with interbeds of pumiceous tuffs (only in section)
Lower Badenian?
22 — quartzose sands and gravels (Turovce beds)
Badenian, undivided:
23 — pelitic tuffites; 24 — conglomerates with andesite pebbles and tuffaceous sandstones (epiclastic volcanic conglomerates and sandstones); 25 — andesite epiclastic sandstones; 26 — andesite volcanoclastic (epiclastics) undivided (only in section)

MESOZOIC AND UPPER PALEOZOIC

Higher nappes of West Carpathians
Trias
Norian
27 — light conglomerates with Megalodonts (Dachstein), in section: Middle and Upper Trias undivided
Norian (?)
28 — light dolomites with limestone layers
Carnian
29 — marly schists with sandstones (Lunz beds)
Ladinian — Carnian
30 — clayey schists (Partnach beds);
31 — light limestones with cherts (Partnach beds)
Ladinian
32 — light massive limestones (Wetterstein)
Permian
33 — rusty — yellow and red sandstones and shists;
34 — higher nappes undivided (only in section)
Cover of veporicum
Trias (Lower)
35 — quartzites, quartzose shists (in section, Trias undivided)
Permian
36 — quartzose conglomerates; 37 — phyllitic shists, subgraywackes with quartzite layers and layers of quartzose conglomerates (in section P: Permian undivided);

EARLY PALEOZOIC (crystalline complex of Veporicum)

38 — phyllites, quartzites, metadiabases and their tuffs — Hron complex (only in section); 39 — Upper Paleozoic, cover Mesozoic and crystalline complex of Veporicum, undivided (in section); 40 — significant boreholes and boreholes used for construction of sections:

$$\text{borehole design.} \frac{\text{index of drilled rocks and depth of the last boundary}}{\text{index of rock in final depth and drilling depth;}}$$

41 — faults a) established; b) inferred; 42 — strike and dip of beds; 43 — mineral springs; 44 — boundary of protective region

Translation: E. Jassingerová

Ладислав Мелиорис – Дионис Ваш

Гидрогеологические и геологические условия на линии источников района г. Левице

Резюме

Минеральные и термальные воды курортов Калинчаково, Сантовка, Дудинце и Слатина относятся к одной из важнейших областей источников Словакии, образуя так называемую левицкую линию источников. Принимая во внимание общее происхождение минеральных вод, их доказанную гидравлическую и гидрологическую взаимосвязь, следует очень серьезно отнестись к тому, чтобы отдельные источники были оптимально использованы, чтобы были обеспечены специфические параметры вод – их охрана.

Основные гидрологические характеристики поверхностных водотоков, годовые суммы атмосферных осадков, химический состав осадков и годовые суммы испарения в исследованном районе представлены в табл. 1–6. Баланс воды за год в трех речных бассейнах (1931–1960) показан в табл. 7.

В области источников представлены (приложение 1, рис. 3–7): Вепорикумом, состоящим из кристаллических сланцев гронского комплекса (серые филлиты, серицитово-кварцевые филлиты и кварциты, хлоритовые и серицитово-хлоритовые филлиты с метадиабазами) и седиментарная динамометаморфизованная оболочка (пестрые сланцы, сланцеватые граувакковые песчаники, аркозы, кварциты и конгломераты пермского возраста; кварциты, кремнистые сланцы и граувакковые песчаники, аркозы, конгломераты нижнетретичного возраста).

Верхние тектонические покровы Западных Карпат представлены породами преимущественно среднего и верхнего триаса, а также перми; к первым относятся карбонаты, сланцы, иногда песчаниками, ко вторым – пестрые песчаники и сланцы.

Третичные отложения, залегающие несогласно и трансгрессивно на приведенных выше комплексах, сложены баденом и нижним сарматом. Базальные слои бадена – континентальные (пески без вулканического материала, пестрые детритовые отложения, в верхней части которых находятся горизонты туфов). Выше залегают морские седименты, по большей части пелитовые, с горизонтами пемзовых туфов, туффитов, а также андезитовые вулкано-детритовые породы. Морские отложения бадена содержат богатую фауну (фораминиферы, остракоды, моллюски), известковую нанофлору и пыльцу. На основании фораминифер и нанофлоры комплекс баденских слоев подразделен на нижний (*Orbulina suturalis, Praeorbulina transitoria, P. glomerosa,* множество представителей *Lenticulina, Sphenolithus heteromorphus),* средний (*Globigerina bulloides, G. woodi, G. concinna)* и верхний (*Globigerina druryi,* представители рода *Bulimina sp., Discoaster exilis* другие).

Нижний сармат представлен мергелистыми глинами, риолитовыми туфами и андезитовым вулкано-детритовым комплексом (андезиты, вулканокластические породы, туффитовые пески). В южной части исследованной области наблюдаются туффитовые пески, галечники, туффитовые и мергелистые глины. Отложения нижнего сармата возникли в солоноватоводной среде. Фораминиферы (*Elphidium regium, E. fichtelianum, E. elegans* и другие) нижнесарматские. Радиометрический возраст андезитов 12,9 ± 0,5 млн лет подтверждает это определение.

Делювиальные глины и другие четвертичные наносы покрывают значительную часть поверхности земли. Внимания заслуживают травертины.

Строение дотретичных пород – покровы и складки. Верхнетретичные отложения нарушены дислокациями направлений СЗ-ЮВ, СВ-ЮЗ и С-Ю, в результате чего образуются грабены и горсты (приложение 2). Главной структурой исследованной области является туровско-левицкий горст. На участке восточнее курорта Сантовка поперечные дислокации делят его на два второстепенных горста.

Особенно важное значение для аккумуляции подземных вод имеют разные типы вулканокластических пород, пористость которых обуславливает их водопроницаемость. Коэффициенты водопроницаемости этих пород приведены в табл. 8. Дебиты скважин, пробуренных в вулкано-

кластических породах, бывают и пределах 0,5–50 л.с$^{-1}$. Вулканокластические породы развиты преимущественно на уровне базиса эрозии поверхностных водотоков. Это обстоятельство и существующие зоны нарушений создают в отложениях бадена и сармата трещинно-пористую водопроницаемость, в результате чего возникает общая циркуляция подземных вод. Фильтрующая вода может проникать до 300 м. Геологическо-тектонические условия таковы, что запасы подземных вод в вулканокластических породах могут пополняться через зоны нарушений. Основным процессом формирования химического состава подземных вод в вулканокластических породах бадена и сармата является гидролитическое расщепление силикатных минералов. Главные данные о химическом составе приведены в табл. 9.

Скопление обыкновенных подземных вод в бадене и сармате связано с вулканокластическими породами, с зонами сильной трещиноватости, выветривания, дислокаций и с четвертичными отложениями.

Минеральные воды в курортах Калинчаково, Сантовка, Дудинце и Слатина отличаются друг от друга не только химическим составом (табл. 11, 12), но и бальнеотерапевтическими свойствами. Минеральные воды различной температуры, сложного и неодинакового химического состава относятся к одной области источников – левицкой.

Термальные минеральные воды представлены в буровых скважинах S-3 в Дудинцах и B-3 в Сантовке. Выход холодных минеральных вод констатирован в районе Сантовки (B-6).

Скважина B-6 в Сантовке заложена в структуре, которую питают воды нижних частей и приток из верхней, более водопроницаемой части приблизительно до глубины 25 м. На глубине 42 м скважина вскрыла известкого-доломитовый горизонт очень водоносный, коэффициент пропускной способности которого равнялся $1{,}1.10^{-3}$ (м^2.с$^{-1}$). Результаты опытных откачек всех скважин в структуре источников выявили гидравлическую связь и так называемое притекание минеральной воды из более глубоких горизонтов, которое вызывает постепенное уменьшение давления в породах нижнего сармата. Углекислый газ проникает в структуру источников разными путями. Одним из них является транспортировка CO_2 из нижележащих горизонтов молекулярной диффузией. Причиной нежелательных изменений химического состава воды типа Сантовка (B-6), т.е. появление различных растворенных твердых веществ, являются неодинаковые условия залегания вод неглубокой циркуляции и приток минеральной воды из более глубоких горизонтов. Известную роль играет и изменчивый химический состав неглубоких вод типа Ca—HCO_3, питаемых атмосферными осадками. Перемешивание происходит отчасти в естественных условиях, отчасти прямо в буровой скважине. Судя по температурам вод и содержанию CO_2, соотношение смешанных вод – глубинной и грунтовой – равняется приблизительно 1:3. Содержание хлоридов соответствует отношению смешения $V_1:V_2=0{,}77$. Подобные соотношения получены при вычислениях для остальных компонентов, за исключением щелочных изменений. До сих пор не удалось удовлетворительно объяснить разницу между тем соотношением двух типов вод, который высчитан на основании температуры и CO_2, и тем, который вычислен на основании содержания солей.

Пояснения к рисункам

Рис. 1 Изменения количества атмосферных осадков в зависимости от высоты н.ур.м. в западной части Крупинского плоскогорья и на южных склонах Штиавницких гор (1931–1960)

Рис. 2 Годовой ход осадков, потенциального испарения и действительного испарения в курорте Дудинце

1 – осадки; 2 – испарение с поверхности земли; 3 – потенциальное испарение

Рис. 3 Геологический разрез 1 – 1″
Рис. 4 Геологический разрез 1 – 2″
Рис. 5 Геологический разрез 3 – 3″
Рис. 6 Геологический разрез 4 – 4″
} цветное

Рис. 7 Стратиграфическая колонка

Рис. 8 Схематическая тектоническая карта окрестностей левицкой линии источников

Рис. 9 Схематический геологический профиль Готианске Тесаре – Дворники (составил З. Главатый 1975, обработал Л. Мелиорис)

Рис. 10 Диаграмма устойчивости системы Na_2, SiO_2, Al_2O_3, H_2O при температуре в 25 °С и давлении 101,325 kPa подземных вод Крупинского плоскогорья
Рис. 11 Опыт прослеживания восстановления уровня в буровой скважине В-3 в Сантовке
Рис. 12 Зависимость содержания различных ионов от общей минерализации в скважинах от В-1 до В-9 в Сантовке

Пояснения к приложениям

1. Геологическая карта окрестностей левицкой линии источников (цветная)

2. Схематическая гидрогеологическая карта окрестностей левицкой линии источников
1 – источник; 2 – источник минеральной воды; 3 – копаный к лолодец; 4 – буровая скважина с обыкновенной водой; 5 – буровая скважина с минеральной водой; 6 – копаный колодец с минеральной водой; 7 – водораздел поверхностных вод; 8 – представительно установленная узкая зона охраны минеральных вод; 9 – предварительно установленная широкая зона охраны минеральных вод; 10 – водомер; 11 – изогипсы дотретичного основания; 12 – водораздел дотретичного основания; 13 – главные типы обыкновенных и минеральных вод левицкой линии источников

Пояснения к геологической карте окрестностей левицкой линии источника (приложение 1) и к геологическим разрезам (рис. 3–6); стр. 16–17.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Голоцен
1 – речные отложения пойм: суглинки, глины, пески: 2 – пролювиальные отложения (конусы выноса): суглинистые и суглинисто-каменистые
Плейстоцен – Голоцен
3 – травертины
Плейстоцен
4 – лессы и лессовидные суглинки, 5 – речные отложения террас: песчанистые галечники и пески, 6 – речные отложения террас: выветрившиеся и суглинистые галечники (эоплейстоцен)

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Неоген
Сармат (нижний)
7 – серые и светло-серые туфы и туффиты, песчанистые туффиты с гальками риодацитов, 8 – пески, туффитовые песчаники с горизонтами пелитовых туфов и глин, иногда конгломератов, 9 – мергелистые глины, туффитовые глины, пелитовые туффиты с горизонтами песков (в разрезе Ns^1: нижний сармат нерасчлененный), 10 – андезитовые песчанистые туфы и туффиты синие и сине-серые (эпикластические вулканические песчаники), 11 – андезитовые эпикластические брекчии, 12 – андезиты (в разрезе вулканиты и вулканические эпикластические отложения грубо- до среднезернистых нерасчлененные)
Баден (верхний)
13 – мергелистые глины с прослоями пемзовых туфов (только в разрезе)
Нижний и средний баден (плаштёвские слои):
14 – конгломераты с гальками преимущественно андезитовыми (эпикластические вулканические конгломераты) до туффитовых песчаников, 15 – песчанистые туфы и туффитовые песчаники (эпикластические вулканические песчаники), местами с горизонтами конгломератов, 16 – алеври-

товые и пелитовые туффиты, 17 – андезитовые эпикластические брекчии, 18 – плаштёвские слои и вулканокластическая формация Виница-Прибелце (только в разрезе)
Баден (средний)
19 – туффитовые песчаники с признаками скольжения, 20 – мергелистые глины с прослоями пемзовых туфов и туффитовые пески (в разрезе)
Баден (нижний)
21 – преобладающие мергелистые глины с прослоями пемзовых туфов (только в разрезе)
Баден (нижний?)
22 – кремнистые пески и галечники (туровские слои)
Баден нерасчлененный
23 – пелитовые туффиты, 24 – конгломераты с гальками андезитов и туффитовые песчаники (эпикластические вулканические конгломераты и песчаники), 25 – андезитовые эпикластические песчаники, 26 – андезитовые вулканокластические (эпикластические) отложения нерасчлененные (только в разрезе)

МЕЗОЗОЙ И ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Верхние покровы Западных Карпат
Триас
норийский ярус: 27 – светлые известняки с представлителями рода Megalodon (дахштейнские), в разрезе: средний и верхний триац нерасчлененный; норийский ярус (?): 28 – светлые доломиты с горизонтами известняков; карнийский ярус: 29 – мергелистые сланцы и песчаники (лунцские слои); ладинский – карнийский ярусы: 30 – глинистые сланцы (партнахские слои); 31 – светлые известняки с кремнями (партнахские слои); ладинский ярус: 32 – светлые массивные известняки (веттерштейнские)
Пермь
33 – ржаво-желтые и красные песчаники и сланцы, 34 – верхние покровы в целом (только в разрезе)
Оболочка вепорикума
Триас (нижний)
35 – кварциты, кремнистые сланцы (в разрезе то же самое или нижний триас нерасчлененный)
Пермь
36 – кварцевые конгломераты, 37 – филлитовые сланцы, граувакковые песчаники с горизонтами кварцитов и кварцитовых конгломератов (в разрезе P: пермь нерасчлененная)

ДРЕВНИЙ ПАЛЕОЗОЙ (кристаллические породы вепорикума)

38 – филлиты, кварциты, метадиабазы и их туфы – гронскуй комплекс (только в разрезе), 39 – верхний палеозой, мезозой оболочки и нерасчлененные кристаллические породы вепорикума (в разрезе),
40 – имеющие важное значение буровые скважины и скважины, использованные для составления разрезов:

$$\text{назв. скв.}\ \frac{\text{индекс пробуренных пород и глубина последнего предела}}{\text{индекс породы на конечной глубине и глубина буровой}}$$

41 – разломы а) констатированные, б) предполагаемые, 42 – направление и падение слоев, 43 – источники минеральных вод, 44 – граница зоны охраны минеральных вод.

Перевод со словацкого В.С. Андрусовой

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 4, s. 57—95, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1982

Eugen Kullman

Hydrogeológia pohoria Galmus

12 obr. v texte, 1 farebná príloha, francúzske a ruské resumé

Obsah

Úvod 57
Stručný prehľad orografických, morfologických, klimatických a hydrologických pomerov územia . 58
Prehľad geologických pomerov územia 59
Hydrogeologické zhodnotenie 62
Hydrogeologická preskúmanosť 62
Hydrogeologické pomery, zdroje a zásoby podzemných vôd 62
Hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Chrasťou nad Hornádom, Olcnavou, Bielou skalou a Poráčom 63
Hydrogeologické štruktúry južného okraja Galmusu 79
Hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov v západnej časti pohoria medzi obcami Rudňany a Olša 82
Hydrogeochemické pomery 86
Záver 87
Literatúra 90
Francúzske resumé 90
Ruské resumé 93

Abstract. Karst waters in the Galmus Mts. of the West Carpathians are associated with Triassic limestones and dolomites, forming a flat plateau dissected by fault tectonics into four hydrogeological structures. Presented are complex hydrogeological and hydrochemical valuation of karst waters in individual structures, and orientational balance of underground and surface discharge.

Úvod

Medzi oblasti s puklinovými a puklinovokrasovými vodami viazanými na vápencovo-dolomitové komplexy mezozoika patrí v Západných Karpatoch pohorie Galmus.

Predložené zhodnotenie podáva súhrn doterajších poznatkov o hydrogeologických pomeroch v tomto pohorí, získaných základným hydrogeologickým výskumom a prácami hydrogeologického prieskumu.

Ing. E. Kullman, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Stručný prehľad orografických, morfologických, klimatických a hydrologických pomerov územia

Galmus zaberá severnú časť Hnileckých vrchov a je východným ukončením severogemeridného synklinória. Rozprestiera sa medzi Matejovcami, Spišskými Vlachmi, Slovinkami a Rudňanmi. Je rozčlenený v južnej časti kaňonom Poráčskeho potoka. V pohorí prevažuje hlboko rezaný reliéf s výškovými rozdielmi 300—500 m. V oblasti hlavného chrbta výškové rozdiely presahujú až 600 m.

Z klimatického hľadiska, podľa klasifikácie čsl. klimatológov, patrí Galmus do oblasti mierne teplej a do okrsku B_4, charakterizovaného ako mierne teplý, mierne vlhký so studenou zimou. Iba jeho juhovýchodná časť zasahuje do chladnej oblasti, a to do okrsku C_1, označovaného ako mierne chladný.

Priemerná ročná teplota v prevažnej časti pohoria je 6 °C, iba v južnej časti klesá lokálne na 5 °C.

Priemerný ročný úhrn zrážok pri severnom okraji pohoria v oblasti Hornádu je 650—700 mm. Priemerné ročné zrážkové úhrny v podstatnej časti pohoria sú okolo 700 mm. Pri juhovýchodnom okraji dosahujú až 800 mm. Najväčšie množstvo zrážok spadne v letných mesiacoch, keď sa v horách vyskytujú výdatné búrkové dažde. Najmenšie množstvo zrážok spadne v zimných mesiacoch (január—február). Ročné úhrny zrážok vykazujú v jednotlivých rokoch veľkú premenlivosť

Priemerné rozloženie zrážok v pohorí možno zhruba charakterizovať na základe výsledkov ich dlhodobého sledovania v najbližšej zrážkomernej stanici Krompachy (tab. 1). Vzhľadom na svoju polohu podáva o niečo nižšie zrážkové úhrny než sú predpokladané priemerné hodnoty pre vlastné pohorie.

Tabuľka 1. Priemerný úhrn zrážok (v mm) v zrážkomernej stanici Krompachy (1931–1960)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XI–IV	V–X	Rok
25	26	30	35	71	89	100	84	45	46	44	30	190	435	625

Tabuľka 2. Počet dní so snehovou pokrývkou v zrážkomernej stanici Krompachy (1921/22–1950/51)

Počet dní so snehovou pokrývkou	X	XI	XII	I	II	III	IV	Rok
o výške 1 cm a viac	0,2	3,9	15,1	22,5	11,5	8,1	0,9	62,2
o výške10 cm a viac	0,3	3,8	7,6	7,5	2,4	–	–	21,6
o výške 20 cm a viac	–	0,1	1,2	2,8	3,6	1,6	–	9,3
o výške 50 cm a viac	–	–	–	–	0,3	–	–	0,3

Z rozdelenia zrážok na jednotlivé mesiace, ale hlavne na hydrologické polroky, sa odráža značná nevýhodnosť ich rozloženia vo vzťahu k dopĺňaniu podzemných krasových vôd. Všeobecne má v priebehu roku hlavný vplyv na dopĺňanie podzemných krasových vôd dotácia v zimnom polroku, a to hlavne z topenia snehu, čo predstavuje v oblasti Galmusu menší podiel z celkového ročného zrážkového úhrnu.

Taktiež počet dní so snehovou pokrývkou je v porovnaní s radom iných krasových oblastí pomerne nízky (tab. 2).

Galmus je odvodňovaný v severnej časti Hornádom a jeho prítokmi narezávajúcimi komplex vápencov a dolomitov pohoria prevažne severojužným smerom. Sú to hlavne potok Zlatník, Kamenný potok, potok Biela voda a ďalšie menej významné potoky. V južnej časti je odvodňovaný Poráčskym a Rudnianskym potokom, ktoré sú tiež prítokmi Hornádu.

Prehľad geologických pomerov územia

Prvé zhodnotenie geologických pomerov Galmusu podal v roku 1950 D. Andrusov a M. Maheľ. Detailnejšie zhodnotenie na základe výsledkov podrobnejšieho geologického mapovania a realizovania geologických vrtov podal v roku 1967 A. Biely.

Na základe výsledkov prác vyššie uvedených autorov a s ohľadom na hydrogeológiu možno súvrstvia budujúce Galmus rozdeliť na spodnú časť — paleozoikum až spodný trias — a na vrchnú časť — vlastný vápencovo-dolomitový komplex.

Na stavbe spodnej časti sa podieľa gelnická a rakovecká séria, karbón, perm a spodný trias.

Gelnická séria je komplexom metamorfovaných sedimentárnych a vulkanických hornín tvorených hlavne fylitmi, porfyroidmi, pieskovcami, kremencami a kryštalickými vápencami.

Rakovecká séria buduje najmä severný okraj Spišsko-gemerského paleozoika. Na juhu hraničí s gelnickou sériou, na severe s karbónom a permom, tvoriacimi bezprostredné podložie mezozoického komplexu Galmusu. Je budovaná pieskovcami, kremencami, piesčitými bridlicami, fylitmi a komplexom vulkanických a sedimentárnych hornín s prevahou diabázových tufitov.

Súvrstvia karbónu vystupujú na povrch pri severnom okraji hodnoteného územia, sú tvorené zlepencami, pieskovcami a bridlicami. Najvrchnejší paleozoický vrstevný komplex ležiaci v podloží spodného triasu tvorí súvrstvie permu (zlepence, pieskovce, kremence a ílovité bridlice), vystupujúce na povrch pri juhozápadnom a pri východnom okraji pohoria.

Spodný trias — spodná časť vlastného mezozoického komplexu — je tvorený ílovitými, slienitými a piesčitými bridlicami, pieskovcami, piesčitými a lumachelovými vápencami. Podľa A. Bieleho (1967) hrúbka spodnotriasových súvrství je veľmi menlivá, ba v niektorých oblastiach hodnoteného územia môžu súvrstvia i chýbať, a nadložný karbonátový komplex môže ležať priamo na paleozoiku.

Vrchnú zvodnenú časť mezozoického komplexu tvoria vápencovodolomitové súvrstvia. Podľa A. Bieleho (1967) na báze karbonátového komplexu vystupujú

dolomity anisu. Majú malú hrúbku, prípadne úplne chýbajú. Ďalšie súvrstvie rohovcových vápencov patriace taktiež anisu má tiež malú hrúbku (20—30 m). Vekove súhlasné sú i svetlé vápence. Mladší vrstevný komplex tvoria svetlosivé vápence s rohovcami. Veľký rozsah i hrúbku majú biele a svetlosivé vápence patriace ladinu. Taktiež súvrstvie dolomitov súhlasného veku (ladin) vystupujúce v nadloží bielych a svetlosivých vápencov dosahuje značné rozlohy a hrúbky. Celkove tvoria podstatnú časť karbonátového komplexu ladinské vápence a dolomity.

Hrúbky karbonátového komplexu v pohorí Galmus a jeho tektonika boli overované vrtnými prácami v rámci základného geologického výskumu (A. Biely 1967). V hodnotenom území boli realizované tri geologické vrty, a to:

1. Vrt RG-1 v doline Poráčskeho potoka približne 500 m na VSV od kóty 538,5 m, do hĺbky 800,9 m. Vrt (RG-1) prešiel cez mezozoikum a paleozoikum, a to od 0,0 do 61,8 m prevŕtal komplex svetlosivých vápencov (vrchný anis-ladin), od 61,8 do 66,5 m prešiel cez sivý až tmavosivý masívny dolomit, od 66,5 do 69,5 m sa nachádzala vo vrte poloha zelených ílovitých bridlíc (spodný trias?), ďalej od 69,5 do 72,0 m nasledovala poloha sivých dolomitov a dolomitových vápencov anisu. Od 72,0 do 91,5 m bola prevŕtaná poloha ílovitých a slienitých bridlíc s predpokladaným vekovým zaradením do spodného triasu. V úseku 91,5—107,5 m boli prevŕtané opäť dolomity zodpovedajúce spodnému anisu. V ich podloží od 107,5 do 800 m vystupuje komplex paleozoických hornín (zlepence, diabázy, bridlice a fylity permu, chloriticko-sericitické fylity, kremence, diabázy a fylity rakoveckej série a karbónu). Celková hrúbka vápencov a dolomitov triasu v tomto vrte je približne 100 m. Striedanie spodno- a strednotriasových súvrství vo vrte v úseku 66,5—107,5 m zdôvodňuje A. Biely (1967) prešmykovou tektonikou zachytenou vrtom.

2. Vrt RG-2 bol situovaný na severnom okraji planiny Zbojský stôl, približne 200 m južne od kóty 841,0 do hĺbky 763,1 m. Vo vrte bol pod 1 m hrúbkou sutín prevŕtaný mohutný karbonátový komplex stredného triasu až do hĺbky 421 m. Z toho do 402 m boli prevŕtané biele a svetlosivé vápence, v úseku od 402 do 421 m sivé až tmavosivé dolomitové vápence a dolomity. Od 421 do 438 m zelené a sivozelené ílovito-sericitické bridlice (spodný trias?), od 438 do 448,5 m polymiktné metapsamity, od 448,5 do 466,8 m fialové a zelenofialové pelitické bridlice, od 466,8 do 491,0 m šedofialové metakonglomeráty, od 491,0 do 503,0 m jemnopiesčité až pelitické bridlice, od 503,0 do 569,0 m šedofialové metakonglomeráty. Vrstevný komplex od 438,0 do 569,0 m je priraďovaný permu. Od 569,0 do 618,3 m vystupujú komplexy metabázitov, od 618,3 do 634,3 m súvrstvie chloritických bridlíc a od 634,3 do 763,1 m mohutná zóna bázických hornín, hlavne zelených bridlíc, diabázov a diabázových tufov. Vo vzťahu k nami hodnotenej problematike je vo vrte významný komplex karbonátov stredného triasu o hrúbke 421 m.

3. Vrt RG-3 bol lokalizovaný na južnom okraji vápencovej planiny Galmusu v oblasti Zbojský stôl, približne 100 m južne od kóty 839,0 m, severne od Poráčskej doliny do hĺbky 800,0 m.

Vo vrte pod 5 m hrúbkou štvrtohorných hlín a sutín boli v úseku 5,0—273,3 m prevŕtané biele a svetlosivé wettersteinské vápence (str. trias). V ich podloží od 273,3 m do 285,5 m zelené sericitické bridlice (sp. trias — vr. perm?). Od 285,5 do 315,0 m svetlosivé anhydrity s polohou sadrovca a s polohou zelených bridlíc (sp.

trias—vr. perm?). Od 315,0 do 446,8 hrubozrnné zlepence s polohami jemnozrnných zlepencov a bridlíc. V úseku 446,8—451,6 m bolo tektonicky drvené pásmo. Od 451,6 do 800,0 m sa striedajú diabázy, diabázové tufy, metadiabázy, bridlice a fylity.

Vo vzťahu k hydrogeológii je vo vrte významný najvyššie ležiaci komplex bielych až svetlosivých wettersteinských vápencov o hrúbke 268,3 m.

Hlboké geologické vrty v pohorí Galmus dokumentovali jednak hrúbku karbonátového komplexu, a to od približne 67 m do 421 m, jednak prevahu vápencov nad dolomitmi v rámci triasového karbonátového komplexu.

V severnej časti je mezozoikum Galmusu prekryté paleogénnymi sedimentmi tvorenými v spodnej časti bazálnym karbonátovým súvrstvím a vyššie súvrstviami pieskovcov a bridlíc vo flyšovom vývoji. Bazálne karbonátové súvrstvie, budujúce súvislý pruh pri severnom okraji mezozoika v doline Hornádu a miestami zasahujúce i hlbšie k juhu, je tvorené zlepencami, brekciami a pieskovcami, prevažne z vápencového a dolomitového materiálu. Severne od pruhu bazálneho karbonátového súvrstvia vystupuje v jeho nadloží mohutný komplex súvrstvia flyšového, zloženého zo sľudnatých vápnitých a vápnito-slienitých pieskovcov striedajúcich sa s hrubšími polohami slienitých bridlíc. Tento flyšový komplex vypĺňuje Spišskú kotlinu severne od Hornádu.

Litologickú a stratigrafickú charakteristiku územia treba doplniť charakteristikou tektonických pomerov. Tektonika územia v podstatnej miere ovplyvňuje jeho hydrogeologické pomery. Opierame sa tu, obdobne ako pri hodnotení litológie a stratigrafie, hlavne o prácu A. Bieleho (1967).

Starší podklad budovaný predkarbónskymi sériami bol intenzívne zvrásnený a prevažne príkro vztýčený. Súvrstvia karbónu a permu ležia na tomto podklade diskordantne. Rozšírenie karbónu a permu sa nestotožňuje. Mezozoikum Galmusu leží na súvrstviach permu a na základe doterajších geologických poznatkov možno predpokladať, že má veľmi jednoduchú geologickú stavbu. Vytvára plochú tabuľu rozbitú pozdĺžnymi a priečnymi zlomami na niekoľko blokov, pričom tabuľa ako celok upadá od juhu k severu. Východná časť tabule tvorí jeden celok, zatiaľ čo v západnej časti je tabuľa rozpadnutá na sústavu eróznych trosiek. A. Biely (l. c.) predpokladá severné ohraničenie tabule pod paleogénom severne od Hornádu medzi Matejovcami a Spišskými Vlachmi a domnieva sa, že sa tadiaľ tiahne antiklinálne pásmo, z ktorého boli pred paleogénom aspoň sčasti odstránené súvrstvia mezozoika, t. j. vápencovo-dolomitový komplex triasu. Usudzuje, že vrchná časť mezozoika — vápencovo-dolomitové súvrstvia nezasahuje pod paleogénom ďaleko na sever od Hornádu a že podložie paleogénu v tejto oblasti tvorí prevažne perm, prípadne spodný trias. Hydrogeologické vrtné práce v rámci základného hydrogeologického výskumu GÚDŠ (E. Kullman 1980) dokumentovali v bezprostrednej blízkosti severne od Hornádu ešte pokračovanie mezozoického karbonátového komplexu, avšak v menších hrúbkach (hydrogeol. vrty GK-2 a GK-3 s hrúbkou karbonátov cca 100 m), čo by bolo v súlade s celkovým názorom A. Bieleho (l. c.) o vyznievaní karbonátového komplexu k severu.

Vo vnútri je tabuľa Galmusu porušená pozdĺžnymi zlomami smeru V—Z a priečnymi zlomami smeru S—J a SSZ—JJV. Nevýhodou pre hydrogeológiu je skutoč-

nosť, že geologickým výskumom bolo možné iba v južnej časti hodnoteného územia zmapovať pomerne podrobne pozdĺžne i priečne tektonické línie. Ďalší priebeh tektonických línií do severnej časti karbonátového komplexu nebol zistený, pretože geologickým mapovaním nebolo možné dokumentovať tektonické poruchy uprostred karbonátov.

Na základe doterajších poznatkov, hlavne geologického mapovania a výsledkov geologických vrtov, s ohľadom na zistenú tektoniku, rozčleňujeme hodnotené územie do štyroch čiastkových štruktúr, o ktorých predpokladáme, že tvoria i samostatné, separátne odvodňované hydrogeologické štruktúry (pozri kapitola o hydrogeol. pomeroch).

Hydrogeologické zhodnotenie

Hydrogeologická preskúmanosť

Základný hydrogeologický výskum v tomto pohorí sa uskutočňoval v niekoľkých etapách. Hydrogeologické mapovanie — v južnej časti pohoria v r. 1962 (E. Kullman 1963), v severnej časti pohoria v r. 1970 (M. Zakovič 1970).

Tieto práce boli v rokoch 1969—1971 doplnené štyrmi hydrogeologickými vrtmi, ktoré mali overiť geologické a hydrogeologické pomery severného okraja pohoria — hydrogeologicky najperspektívnejšej oblasti (E. Kullman 1980). Na práce základného hydrogeologického výskumu naviazali v r. 1971 Vodné zdroje, n. p. Bratislava, ktoré uskutočnili pri severnom okraji pohoria šesť hydrogeologických vrtov (I. Valušiak 1971).

Pre komplexnosť z hľadiska preskúmanosti uvádzame i sústavné merania Hydrometeorologického ústavu v Bratislave, ktorý pozoroval v pohorí šesť prameňov, a to: Poráč-I (1960—1962), Poráč-II (1960—1962), Pod Búče (1960—1964), U Jána (1959—1962), U Jána-dolný (1959—1962) a U Jána-horný (1959—1962).

Hydrogeologické pomery, zdroje a zásoby podzemných vôd

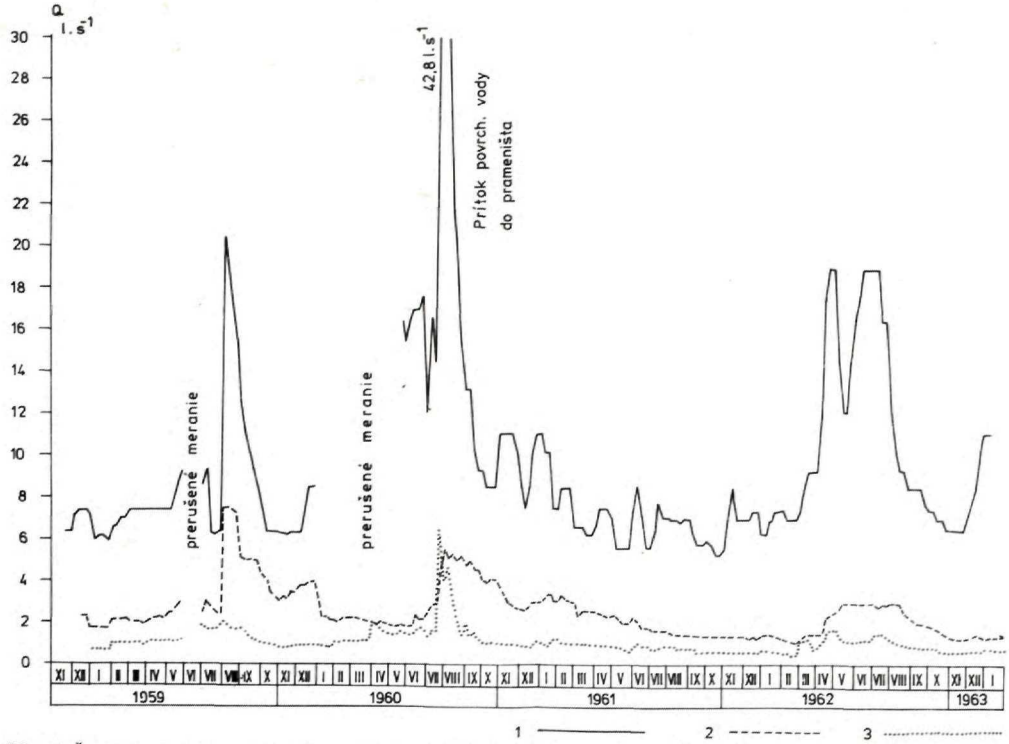
Na základe poznatkov geologického a hydrogeologického výskumu rozčleňujeme zvodnený mezozoický komplex vápencov a dolomitov na štyri čiastkové hydrogeologické štruktúry so samostatným obehom a režimom podzemných vôd. Sú to:

— štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Chrásťou nad Hornádom, Olcnavou, Bielou Skalou (kóta 925,9) a Poráčom;

— štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Zbojským stolom, Poráčom a Matisovcom;

— štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Golúvkou a Skalou;

— štruktúra vápencov a dolomitov triasu západnej časti pohoria medzi obcami Rudňany a Olša.



Obr. 1 Časový priebeh zmien výdatnosti prameňov (podľa meraní HMÚ Bratislava)
1 — prameň U Jána; 2 — prameň U Jána — horný; 3 — prameň U Jána — dolný

Hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Chrasťou nad Hornádom, Olcnavou, Bielou Skalou a Poráčom

Vymedzená hydrogeologická štruktúra zaberá podstatnú časť pohoria. Na jej stavbe sa podieľajú hlavne strednotriasové dolomity a vápence, v menšej miere rohovcové vápence; je generálne uklonená k severu. Povrchovo zaberá rozlohu 32,7 km^2. Ako celok leží na nepriepustných súvrstviach spodného triasu a permu, tvorených bridlicami, pieskovcami a zlepencami. Hydrogeologicky je jednoznačne obmedzená na východe a juhozápade, kde pri jej okraji vystupujú na povrch podložné nepriepustné súvrstvia spodného triasu a permu. Južné obmedzenie štruktúry je tektonické. Na západe a severe sa vápence a dolomity štruktúry ponárajú pod bazálne karbonátové súvrstvia paleogénu. Vlastný vápencovo-dolomitový komplex štruktúry na základe doterajších poznatkov má hrúbku 100—420 m. Najväčšia vrtmi dokumentovaná hrúbka je v jeho južnej časti (vrt RG-2, hrúbka vápencov a dolomitov 421 m), najmenšia v severnej časti štruktúry (hydrogeol. vrt GK-2, hrúbka vápencov a dolomitov 100,3 m). Z celej tejto hrúbky hlavnú časť zaberajú triasové vápence. Podstatná časť triasových dolomitov vystupuje vo vrchnej časti súvrstvia, čo sa odráža i v ich pomerne rozsiahlej povrchovej rozlohe. Dolomity vystupujú na povrch hlavne v strednej a severnej časti hydrogeologickej štruktúry.

Vsúhlase s generálnym úklonom súvrství je i smer prúdenia podzemných krasových

vôd, ako aj odvodňovanie povrchovými tokmi k severu. Celková uvedená hydrogeologická štruktúra je zjavne odvodňovaná sčasti prameňmi a sčasti povrchovými tokmi. Povrchové toky popri povrchových vodách odvádzajú jednak priamo podzemné vody prestupujúce do nich a jednak vody prameňov vystupujúce vo vnútri hydrogeologickej štruktúry.

Sumárny výstup podzemných vôd v prameňoch bol podrobne hodnotený v júni a októbri r. 1970. V štruktúre bolo dokumentovaných spolu 82 prameňov o sumárnej výdatnosti 53,3 $l.s^{-1}$. Predstavuje to v priemere 2,5 prameňa na 1 km^2 rozlohy hydrogeologickej štruktúry a špecifický odtok podzemných vôd z prameňov 1,63 $l.s^{-1}$ km^2. Rozdelenie prameňov podľa výdatnosti podáva tabuľka 3.

Tabuľka 3. Prehľad prameňov hodnotenej štruktúry podľa výdatnosti (v $l.s^{-1}$)

Výdatnosť prameňov	<0,1	0,1–0,25	0,25–0,50	0,5–1,0	1,0–2,5	2,5–5,0
Počet prameňov	12	16	26	10	13	5
Sumár výdatnosti	0,4	2,33	9,11	7,32	17,12	17,0

Z prameňov hydrogeologickej štruktúry boli tri najvýznamnejšie, nachádzajúce sa v pravostrannej bočnej dolinke doliny Blatná, sústavne merané Hydrometeorologickým ústavom v Bratislave (obr. 1).

Sústavné merania prameňov U Jána (tab. 4) dokumentujú, že podľa klasifikácie stálosti ich výdatnosti, vychádzajúcej z pomeru ich maximálnej a minimálnej výdatnosti (O. Dub 1957), majú hodnotené pramene charakter nestálych prameňov (pomer max. a min. výdatnosti je 2:1 až 10:1).

Z najvýznamnejšieho prameňa — U Jána — bola vyhodnotená čiara vyčerpávania za obdobie 12. 7. 1962 — 31. 10. 1962 (obr. 2). Bola hodnotená od $Q_o = 19{,}04\ l.s^{-1}$ po $Q_t = 6{,}55\ l.s^{-1}$ ($t = 112$ dní). Charakterizuje ju rovnica čiary vyčerpávania:

$$Q_t = 0{,}0107 . e^{-0{,}00438\,t} + 0{,}00834\ (1 - 0{,}03267\ t)$$

Čiara vyčerpávania z hodnoteného obdobia dokumentuje, že pri vyprázdňovaní zvodneného prostredia prostredníctvom prameňa spolupôsobia dva režimy prúdenia podzemných vôd (obr. 2).

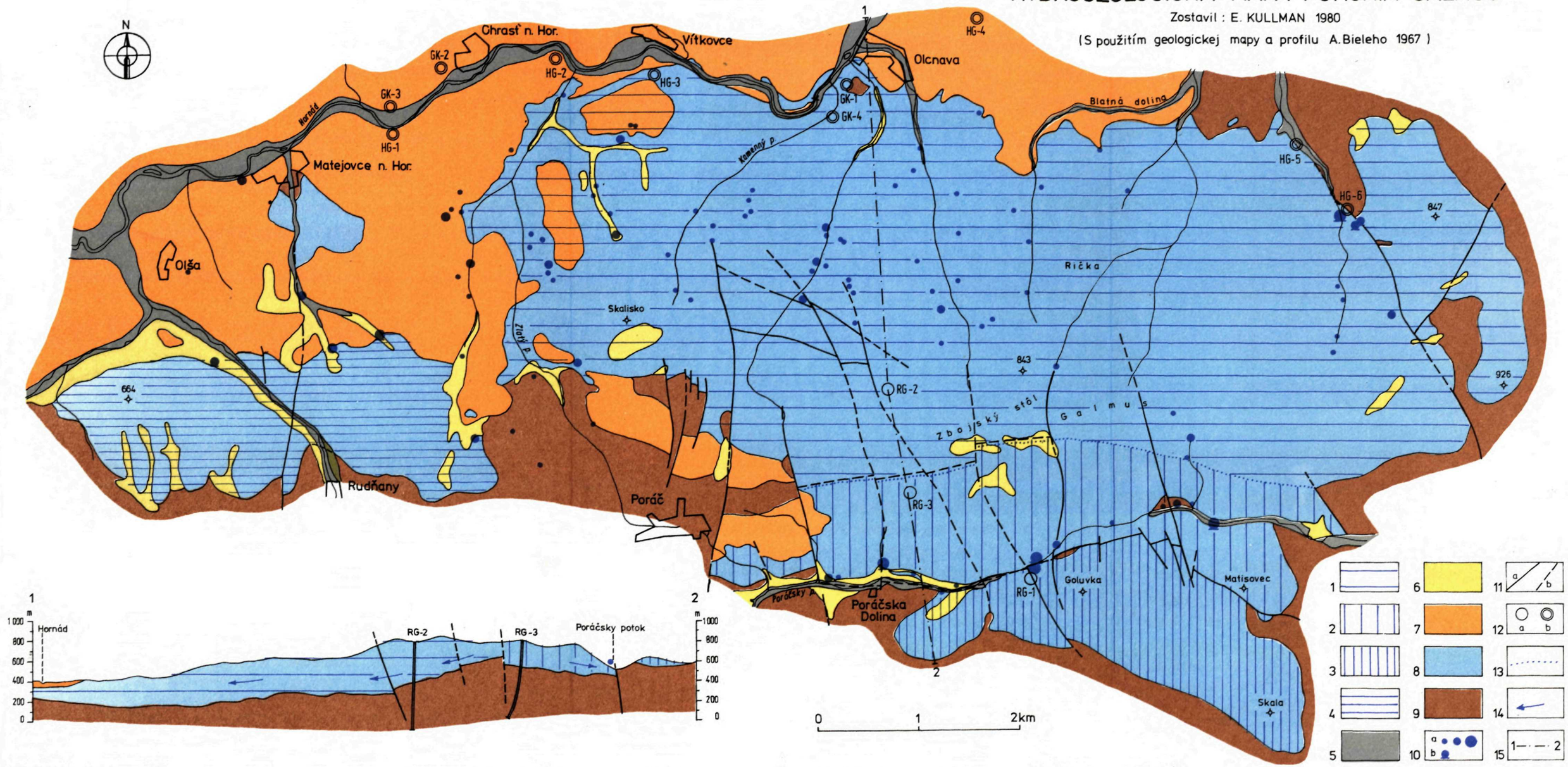
Tabuľka 4. Minimálne a maximálne výdatnosti sústavne meraných prameňov U Jána, U Jána-horný a U Jána-dolný

Hydrologický rok	Prameň U Jána			Prameň U Jána-horný			Prameň U Jána-dolný		
	Q min $l.s^{-1}$	Q max $l.s^{-1}$	Pomer Q max Q min	Q min $l.s^{-1}$	Q max $l.s^{-1}$	Pomer Q max Q min	Q min $l.s^{-1}$	Q max $l.s^{-1}$	Pomer Q max Q min
1959	5,8	20,4	3,5 : 1	1,7	7,5	4,4 : 1	0,7	2,0	2,9 : 1
1960	6,2	42,8	6,9 : 1	1,81	5,5	3,0 : 1	0,83	6,5	7,8 : 1
1961	5,3	11,1	2,1 : 1	1,36	3,82	2,8 : 1	0,65	1,25	1,9 : 1
1962	5,5	19,0	3,5 : 1	1,0	3,05	2,8 : 1	0,54	1,65	3,1 : 1

HYDROGEOLOGICKÁ MAPA POHORIA GALMUS

Zostavil : E. KULLMAN 1980

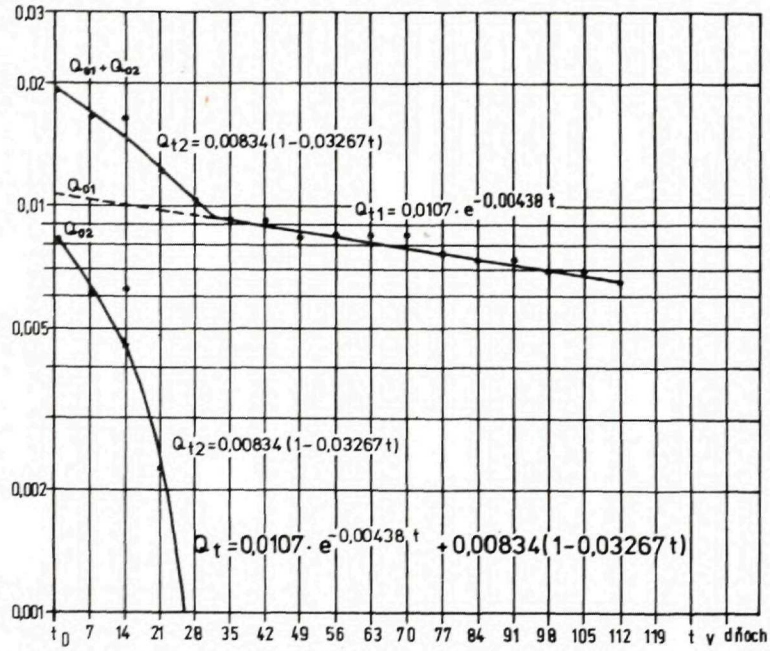
(S použitím geologickej mapy a profilu A. Bieleho 1967)



VYSVETLIVKY

Hydrogeologické štruktúry: 1 – štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Chrásťou, Olcnavou, Bielou Skalou a Poráčom; 2 – štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Zbojským stolom, Poráčom a Matisovcom; 3 – štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Golúvkou a Skalou; 4 – štruktúra vápencov a dolomitov triasu v záp. časti pohoria medzi Rudňanmi a Olšou. *Hydrogeologická charakteristika hornín:* 5 – aluviálne náplavy – hlinitopiesčité štrky (kvartér), priepustnosť veľmi malá až malá, pórová; 6 – hliny, sutiny (kvartér), prevažne nepriepustné; 7 – karbonátové zlepence (paleogén), priepustnosť prevažne malá, puklinová až puklinovo-krasová, priepustnejšie na tektonických poruchách; 8 – vápence a dolomity (mezozoikum–trias), priepustnosť dobrá až veľmi dobrá, puklinová a puklinovo-krasová; 9 – bridlice, pieskovce, zlepence, fylity, diabázy, tufy a tufity (mezozoikum–spodný trias až paleozoikum–devón), ako celok veľmi málo priepustné až nepriepustné. *Bodové a kontúrové značky:* 10 – prameň: a) 0,1 – 1,0 l.s^{-1}, 1,0 – 10,0 l.s^{-1}, >10 l.s^{-1}; b) sústavne meraný; 11 – tektonická línia: a) zistená, b) predpokladaná; 12 – vrt: a) geologický, b) hydrogeologický; 13 – predpokladaná hydrogeologická rozvodnica medzi Hornádom a Poráčskym potokom; 14 – predpokladaný smer pohybu podzemných vôd; 15 – línia hydrogeologického profilu.

GÚDŠ EČ 49 - 1982



Obr. 2 Čiara vyčerpávania prameňa U Jána (12. 7. 1962—31. 10. 1962)

V prvej fáze vyprázdňovania spolupôsobí jednak laminárny režim vyčerpávania, s koeficientom vyčerpávania $\alpha = 4{,}38 . 10^{-3}$, a jednak turbulentný režim vyčerpávania, s koeficientom vyčerpávania $\beta = 3{,}267{,}10^{-2}$.

Turbulentný režim ovplyvňuje vyčerpávanie podzemných vôd iba v prvej fáze vyprázdňovania, a to v hodnotenom období po dobu prvých približne 30 dní.

Potom po dobu ďalších približne 83 dní prebieha vyčerpávanie prameňa iba podľa zákonitostí laminárneho režimu.

Na základe analógie s poznatkami o vzťahoch medzi čiarami vyčerpávania a charakterom porušenosti zvodneného prostredia (E. Kullman 1980) predpokladáme, že hodnotený prameň odvodňuje zvodnené prostredie s prevahou hustej siete drobných puklín s málopočetnými otvorenými poruchami alebo krasovými kanálmi.

Hydrogeologická štruktúra je povrchovo odvodňovaná súhlasne s úklonom karbonátov kryhy, t. j. k severu, a to piatimi pravostrannými prítokmi Hornádu: Zlatník, Kamenný potok, potok Biela voda, potok z doliny Blatná a potok z pravostrannej doliny ústiacej do doliny Blatnej. Okrem toho predpokladáme aj významné odvodňovanie krasových vôd priamo do Hornádu.

O povrchovom odvodňovaní pravostrannými prítokmi Hornádu máme výsledky z expedičných meraní prietokov na týchto tokoch, realizovaných v rámci základného hydrogeologického výskumu v auguste r. 1969, v priemernom klimatickom období. V ďalšom podávame výsledky meraní s porovnaním povrchového odtoku s odtokom v prameňoch v jednotlivých povodiach hodnotených potokov. Použili sme na to výsledky meraní výdatnosti prameňov v júni a auguste 1970; boli to tiež hydrologicky priemerné obdobia.

Potok Zlatník. Odvodňuje najzápadnejšiu časť opisovanej karbonátovej kryhy. Potok o dĺžke 3 km so svojimi prítokmi drénuje karbonátový komplex a priberá v priemernom období (august 1969) na úseku 3 km — 21,9 $l.s^{-1}$ podzemných vôd. Z toho významný podiel — 11,2 $l.s^{-1}$ (podľa meraní z júna 1970) tvorí dotácia z 18 prameňov vystupujúcich v povodí potoka a doplňujúcich povrchový tok povodia. Vlastný prestup krasových vôd priamo do toku tvorí teda iba podradnú časť odtoku (podľa hodnotených období to vychádza zhruba cca 10,7 $l.s^{-1}$ na povrchový odtok, odvodňovanie priľahlého paleogénu a na priame drénovanie krasových vôd povrchovým tokom).

Kamenný potok. Zberá povrchové a podzemné vody časti karbonátovej kryhy z oblasti východne od povodia potoka Zlatník. Dĺžka toku je približne 3 km. Hydrometrické práce tu dokumentovali iba veľmi malé odvodňovanie tohto čiastkového povodia. V období hydrometrických prác (august 1969) prietok potoka pred vyústením do Hornádu bol iba 3,2 $l.s^{-1}$ (v strede povodia 7,0 $l.s^{-1}$). Z toho sa na tomto prietoku podieľalo 13 prameňov v povodí o spoločnej výdatnosti približne 3,6 $l.s^{-1}$ (podľa meraní z júna 1970), čo dokumentuje značný deficit odtoku vo vzťahu k ploche povodia.

Potok Biela voda. Vytvára najväčší tok s najväčšou plochou čiastkového povodia v hodnotenej štruktúre a povrchovo odvodňuje strednú časť karbonátového komplexu v dĺžke približne 4,0 km. Najväčšiu dotáciu má vo vrcholovej časti toku (20,9 $l.s^{-1}$ — august 1969). Z ostatných častí karbonátového komplexu (stredný a dolný tok) priberá asi 14,0 $l.s^{-1}$ povrchových a podzemných vôd. Sumárne odvádza do Hornádu 34,9 $l.s^{-1}$ vôd (august 1969). Na tomto množstve sa podieľa 13 prameňov o sumárnej výdatnosti približne 11,25 $l.s^{-1}$ (jún 1970). Dokumentuje to, že s výnimkou hornej časti toku nie je predpoklad drénovania väčších množstiev krasových vôd. Je pozoruhodné, že v tomto povodí sa sústreďuje väčší počet prameňov s pomerne väčšou výdatnosťou. Z 13 prameňov v povodí má 8 výdatnosť medzi 1—2 $l.s^{-1}$.

Potok z doliny Blatná. Dokumentovaný odtok vôd z povodia tohto toku o dĺžke 3,5 km do Hornádu bol 6,8 $l.s^{-1}$ (august 1969). V hornej časti toku dochádza k stratám povrchových vôd do karbonátov. V jeho povodí vystupuje 14 prameňov o spoločnej výdatnosti približne 7,8 $l.s^{-1}$ (jednorázové merania v júni a októbri 1970). Na základe týchto výsledkov možno predpokladať významnejšie straty krasových vôd.

Potok z pravostrannej bočnej doliny ústiacej do doliny Blatná. Tento povrchový tok a dva ďalšie malé potoky odvodňujú východnú časť hodnotenej hydrogeologickej štruktúry. Z toho dva menšie potoky odvádzajú z karbonátového komplexu 13,4 $l.s^{-1}$ a 13,6 $l.s^{-1}$ (august 1969). Potokom Blatná odteká 28,5 $l.s^{-1}$ vôd (august 1969). Sumárne z východnej časti hydrogeologickej štruktúry v danom období odtekalo povrchovými tokmi 55,5 $l.s^{-1}$ vôd. Na tomto odtoku sa podieľajú vody 19 prameňov o celkovej výdatnosti približne 15,0 $l.s^{-1}$ (podľa výsledkov jednorázových meraní v októbri 1970).

Realizované hydrometrické merania prietokov povrchových tokov odvodňujúcich hodnotenú štruktúru dokumentujú, že tieto nedrénujú väčšie množstvá krasových vôd. Na viacerých úsekoch jednotlivých tokov boli dokumentované skôr úbytky povrchových vôd do krasového komplexu. Celkove v auguste 1969 odtekalo povrchovými tokmi z tejto štruktúry 122,3 $l.s^{-1}$. Predstavuje to špecifický odtok povrchových i podzemných vôd 3,74 $l.s^{-1}$ km^{-2}.

Hydrogeologické vrty. Pri severnom okraji hodnotenej hydrogeologickej štruktúry sa dosiaľ uskutočnilo desať hydrogeologických vrtov, z toho štyri v rámci základného hydrogeologického výskumu realizoval GÚDŠ, Bratislava, a šesť Vodné zdroje, n. p., Bratislava (tab. 5). Na základe doterajších výsledkov hydrogeologických vrtných prác a čerpacích skúšok pri severnom okraji pohoria sa ukazuje, že:

— Karbonáty mezozoika i paleogénne karbonátové zlepence sú lokálne výrazne porušené, miestami i skrasovatené. Podstatná časť porúch a krasových kavern je však utesnená hlinitými a ílovitými sedimentmi.

— Podstatne väčšia priepustnosť vo vrtoch bola dokumentovaná v ich vrchnej časti (ako v mezozoických karbonátoch, tak i v paleogénnych zlepencoch), a to prevažne od 40,0 do 50,0 m iba v troch prípadoch boli dokumentované prítoky i v hĺbkach pod 50 m.

— Sieť otvorených puklín a porúch je zrejme obmedzená, preto bude veľmi náročné správne lokalizovať pozitívne hydrogeologické vrty a bude treba počítať s veľkým percentom málovýdatných až negatívnych vrtov.

Hodnotenie prírodných zdrojov podzemných vôd hydrogeologickej štruktúry. Predmetná hydrogeologická štruktúra, s ohľadom na jej rozsah (32,7 km^2) a vhodné infiltračné podmienky, má v celom pohorí z hľadiska zdrojov a zásob podzemných krasových vôd najväčší význam. Je odvodňovaná, ako už bolo uvedené, k severu povrchovými tokmi narezávajúcimi štruktúru, do ktorých sa odvodňujú i podzemné vody vystupujúce v prameňoch vo vnútri štruktúry, ako aj prestupujúce podzemné vody do tokov. Nevýhodou však je, že v severnej časti štruktúru vápencov a dolomitov narezáva Hornád a že karbonáty štruktúry tu upadávajú pod mladšie paleogénne súvrstvia. Štruktúra teda k severu nie je uzavretá a je veľmi obťažné vyhodnotiť presnejšie hydrologickú bilanciu štruktúry. Predpokladáme však, že značná časť podzemných krasových vôd sa skryto odvodňuje k severu. V ďalšom podáme súhrn poznatkov zameraných na túto problematiku a vyslovíme predpoklady z nich vyplývajúce.

Na základe hydrometrických meraní v klimaticky suchom období 1969 roku (21. 8—13. 9) celkový evidovaný odtok povrchových a podzemných vôd bol 122,3 $l.s^{-1}$, čo predstavuje špecifický odtok povrchových a podzemných vôd 3,74 $l.s^{-1}$ km^{-2}. Celková výdatnosť sumáru prameňov štruktúry na základe jednorázových meraní v júni a októbri 1970 bola 53,3 $l.s^{-1}$, je to špecifický odtok podzemných vôd 1,63 $l.s^{-1}$ km^{-2}.

V susedných hydrogeologických štruktúrach (štruktúry II + III, IV) vychádzajú orientačne zistené špecifické odtoky, i keď na základe nesústavných meraní, podstatne vyššie.

Tabuľka 5. Prehľad hydrogeologických vrtov a ich výsledkov v hydrogeologickej štruktúre vápencov a dolomitov triasu medzi Chrasťou nad Horn., Olcnavou, Bielou Skalou a Poráčom

Vrt	Lokalizácia	Hĺbka vrtu v m	Geologický opis	Vek hornín	Úseky porušených hornín dokument. karotážnymi metódami	Dokumentované prítoky do vrtu karotážnymi metódami	Ustálená hladina m	Výdatnosť Q $l \cdot s^{-1}$	Zníženie hladiny S m
GK-1	320 m jz od obce Olcnava	101,3	0,0–4,5 hlina ílovitá a pieščitá 4,5– 42,0 vápenec sivý 42,0– 44,0 vápenec dolomitický, hnedosivý 44,0– 61,2 vápenec sivý, celistvý, slabo skrasovatený 61,2– 69,7 vápenec dolomitický tmavosivý 69,7– 86,0 vápenec sivý 86,0–101,3 vápenec zelenkavý, značne porušený, pukliny vyplnené ílom	0,0–4,5 kvartér 4,5–101,3 mezozoikum – str. trias	3,0–6,0 kaverna s priemerom cca 460 mm 6,0–50,4 niekoľko menších kavern z toho výrazná v úseku 56,5–58,3 m o priemere cca 355 mm	43,75–53,0 m významné pásmo prítoku 58,8 m – sústredený slabý prítok	–0,7	0,48	24,0
GK-2	jz. okraj obce Chrasť nad Hornádom	150,5	0,0– 7,6 hlina a dolomit. piesok 7,6– 23,0 dolomit sivý, celistvý 23,0– 31,5 vápenec tmavosivý slabo skrasovatený 31,5– 34,5 dolomit sivý 34,5– 80,5 vápenec dolomitický tmavosivý 80,5– 91,3 vápenec tmavosivý, lokálne červenkastý 91,3–100,3 vápenec dolomitický tmavosivý 100,3–114,6 anhydrit s vložkami tmavosivých bridlíc 114,6–141,6 kremenec jemnozrnný 141,6–150,5 bridlice zelené a fialové	0,0–7,6 kvartér 7,6–100,3 mezozoikum – str. trias 100,3–150,5 mezozoikum – sp. trias – perm	málo výrazné kaverny a porušenia v úsekoch: 27,0– 44,0 m 101,0–115,0 m	48,1–50,6 m 60,2 m 73,0– 77,1 m 103,5–114,8 m z toho najvýznamnejší prítok v úseku 73,0–77,1 m	–4,7	0,24	30,0
GK-3	Chrasť nad Hornádom 0,8 km jz. od obce	60,0	0,0– 4,0 hlina tmavohnedá 4,0– 5,0 vápenec svetlosivý až červenkastý	0,0–4,0 kvartér	4,8–10,0 najvýraznejšie porušenie	23,9 m 25,7 m 27,5 m	–3,4	0,043	40,0

Tabuľka 5. (1. pokračovanie)

Vrt	Lokalizácia	Hĺbka vrtu v m	Geologický opis	Vek hornín	Úseky porušených hornín dokument. karotážnymi metódami	Dokumentované prítoky do vrtu karotážnymi metódami	Ustálená hladina m	Výdatnosť Q $l \cdot s^{-1}$	Zníženie hladiny S m
			5,0– 9,0 bridlica červená 9,0– 36,0 vápenec svetlosivý, ružovkastý, veľmi porušený, pukliny vyplnené červeným ílom 36,0– 60,0 vápenec svetlosivý, lokálne až dolomit. vápenec, veľmi porušený, pukliny vyplnené ílom	4,0–60,0 mezozoikum – str. trias	menej výrazné kaverny: 17,2–19,2 m 20,0–20,5 m 25,2–25,7 m 32,4–33,0 m 35,4–41,4 m 45,3–45,6 m	29,3 m prítoky veľmi slabé			
GK-4	Olcnava – cca 600 m jz. od obce	60,5	0,0– 0,5 ornica 0,5– 1,5 valúny svetlosivého vápenca 1,5– 5,5 vápenec svetlosivý slabo skrasovatený 5,5– 60,5 vápenec sivý, celistvý, lokálne porušený, pukliny vyplnené ílom	0,0– 1,5 kvartér 1,5–60,5 mezozoikum – str. trias	17,7–20,0 m 26,5 m 30,5 m 32,2 m (všetko kaverny malého rozsahu)	18,5–36,6 m prítokové pásmo, z toho najvýznamnejšia časť prítoku v intervale 18,5–25,0 m	–4,0	3,2	30,0
HG-1	Chrasť nad Hornádom cca 1,0 km zjz. od obce	102,5	0,0– 7,0 hlina piesčitá, vápencové balvany 7,0– 75,5 zlepenec vápnitý 75,5–102,5 striedanie pieskovcov a bridlíc	0,0– 7,0 kvartér 7,0–75,5 paleogén 75,5–102,5 mezozoikum – sp. trias		14,5 m; 15,4 m; 15,8 m; 16,5 m; 68,4–83,8 m	–7,2	0,13	12,4
HG-2	Chrasť nad Hornádom – okraj obce	100,0	0,0– 7,2 hlina,štrk piesčitý, valúny vápencov 7,2– 62,0 zlepenec karbonátový hrubozrnný 62,0–100,0 striedanie vápencov a dolomit. vápencov	0,0– 7,2 kvartér 7,2–62,0 paleogén 62,0–100,0 mezozoikum – str. trias	–	16,5; 38,0–40,5 m	–7,5	8,4	10,2

Tabuľka 5 (2. pokračovanie)

Vrt	Lokalizácia	Hĺbka vrtu v m	Geologický opis	Vek hornín	Úseky porušených hornín dokument. karotážnymi metódami	Dokumentované prítoky do vrtu karotážnymi metódami	Ustálená hladina m	Výdatnosť Q $l \cdot s^{-1}$	Zníženie hladiny S m
HG-3	Vítkovce – 250 m j. od obce	81,0	0,0– 4,3 hlina piesčitá s úlomkami vápencov 4,3– 15,8 vápenec dolomitický 15,8– 17,8 tektonická brekcia zo svetlo a tmavosivých vápencov 17,8– 81,0 dolomit tmavosivý lokálne rozdrvený v tektonickú brekciu, pukliny z časti vyplnené ílom	0,0–4,3 kvartér 4,3–81,0 mezozoikum – str. trias	–	29,0–43,0 m malý prítok	–9,5	0,021	15,0
HG-4	Olcnava – cca 400 m v. od obce	100,0	0,0– 11,5 hlina piesčitá s úlomkami pieskovcov 11,5–100,0 pieskovec jemno až hrubozrnný s polohami zlepenca, lokálne tektonicky porušený, poruchy vyplnené ílom	0,0–11,5 kvartér 11,5–100,0 paleogén	7,0– 8,5 m 20,0–23,0 m 48,0–52,0 m	48,0–52,0 m menší prítok 60,0 m významný prítok	± 0	2,2	25,7
HG-5	Spišské Vlachy – cca 2 km j. od obce	74,0	0,0– 1,0 hlina piesčitá 1,0– 30,5 vápenec dolomitický, svetlosivý 30,5– 46,0 dolomit sivý 46,0– 53,0 zlepenec karbonátový 53,0– 74,0 bridlica piesčitoslienitá, polohy anhydritu	0,0– 1,0 kvartér 1,0–53,0 mezozoikum – str. trias 53,0–74,0 mezozoikum – spodný trias	–	–	–0,8	1,81	19,7

Tabuľka 5. (3. pokračovanie)

Vrt	Lokalizácia	Hĺbka vrtu v m	Geologický opis	Vek hornín	Úseky porušených hornín dokument. karotážnymi metódami	Dokumentované prítoky do vrtu karotážnymi metódami	Ustálená hladina m	Výdatnosť Q $l.s^{-1}$	Zníženie hladiny S m
HG-6	Spišské Vlachy – cca 2,8 km j. – od obce	60,0	0,0– 3,2 hlina piesčitá 3,2– 5,1 piesok hrubozrnný (drvina) 5,1– 18,7 vápenec svetlosivý, rozpukaný 18,7– 36,5 vápenec dolomitický, tmavosivý, rozpukaný, pukliny vyplnené ílom 36,5– 56,0 bridlica slienitá, polohy anhydritu a sadrovca 56,0– 60,0 pieskovec strednozrnný	0,0– 3,2 kvartér 3,2–36,5 mezozoikum – str. trias 36,5–60,0 spodný trias – perm ?	32,5–35,5 m výrazná kaverna	8,8 m ; 10,8 m 16,2 m 18,5 m 22,0 m 26,6 m	–3,1	1,8	15,5

V suchom období súhlasnom s obdobím hodnotenia štruktúry I bol zistený celkový sumárny odtok zo štruktúr II + III. Bolo to 69,0 $l.s^{-1}$ z plochy 9,7 km^2, čo predstavuje špecifický odtok 7,2 $l.s^{-1}$ km^{-2}, ktorý môžeme v tomto prípade považovať za odtok podzemných vôd v suchom období (viď. v ďalšom). Odtok podzemných vôd z hydrogeologickej štruktúry IV, i keď hodnotený v inom klimaticky ustálenom období (13.—14. 12. 1960), bol 44,0 $l.s^{-1}$ z 4,3 km^2 plochy štruktúry. Predstavuje to špecifický odtok podzemných vôd 10,2 $l.s^{-1}$ km^{-2}.

Analógiou s týmito výsledkami, ktoré sú v súlade s regionálnymi poznatkami o špecifických odtokoch z krasových oblastí, vychádza, že priemerný špecifický odtok z hodnotenej hydrogeologickej štruktúry I. by mal byť 7—10 $l.s^{-1}$ km^{-2}. V porovnaní s doteraz zisteným špecifickým odtokom vychádza deficit 3,5—6,5 $l.s^{-1}$ km^{-2}. Z celej hydrogeologickej štruktúry je to celkový deficit približne 115—210 $l.s^{-1}$. I keď pripustíme možnosť určitých chýb, keďže vychádzame z nesústavných meraní, i tak uvedené hodnoty dokumentujú významné straty podzemných krasových vôd zo štruktúry.

Z geologickej stavby a hydrogeologických podmienok vyplýva, že k týmto stratám môže dochádzať iba pri severnom okraji štruktúry. Existujú tu dve možnosti prestupu podzemných krasových vôd:

— Skrytý prestup k severu v karbonátoch mezozoika ponárajúcich sa pod nadložný paleogén, prípadne do bazálnych karbonátových súvrství paleogénu.

— Skrytý prestup krasových podzemných vôd do Hornádu.

Nemôžeme jednoznačne vylúčiť skrytý prestup podzemných krasových vôd vo vápencoch a dolomitoch mezozoika k severu pod paleogénne sedimenty, lebo táto

možnosť nebola dostatočne preverená. No vzhľadom na doterajšie názory o geologických pomeroch, hlavne s prihliadnutím na redukciu hrúbky zvodneného karbonátového komplexu štruktúry pri jej severnom okraji a so zreteľom na predpoklad o jeho vyznievaní pod paleogénnymi súvrstviami (A. Biely 1967), javí sa táto možnosť ako menej pravdepodobná. Taktiež pre prestup podzemných krasových vôd do bazálnych karbonátových súvrství paleogénu nemáme nijaké dôkazy.

Podstatne reálnejšia je druhá možnosť, i keď dosiaľ neoverená, t. j. priamy prestup podzemných krasových vôd do Hornádu. Aby sa riešila táto základná hydrogeologická problematika v hodnotenej štruktúre, urobil sa rad hydrogeologických a hydrologických prác. Hoci zatiaľ neposkytli podklady pre výsledné riešenie, môžu slúžiť ako východisko pre ďalší hydrogeologický prieskum a pre konečné vyriešenie problematiky odkrytia ďalších využiteľných zdrojov podzemných krasových vôd z tejto hydrogeologickej štruktúry.

Na overenie predpokladaných prestupov podzemných krasových vôd do Hornádu boli použité nasledovné metódy:

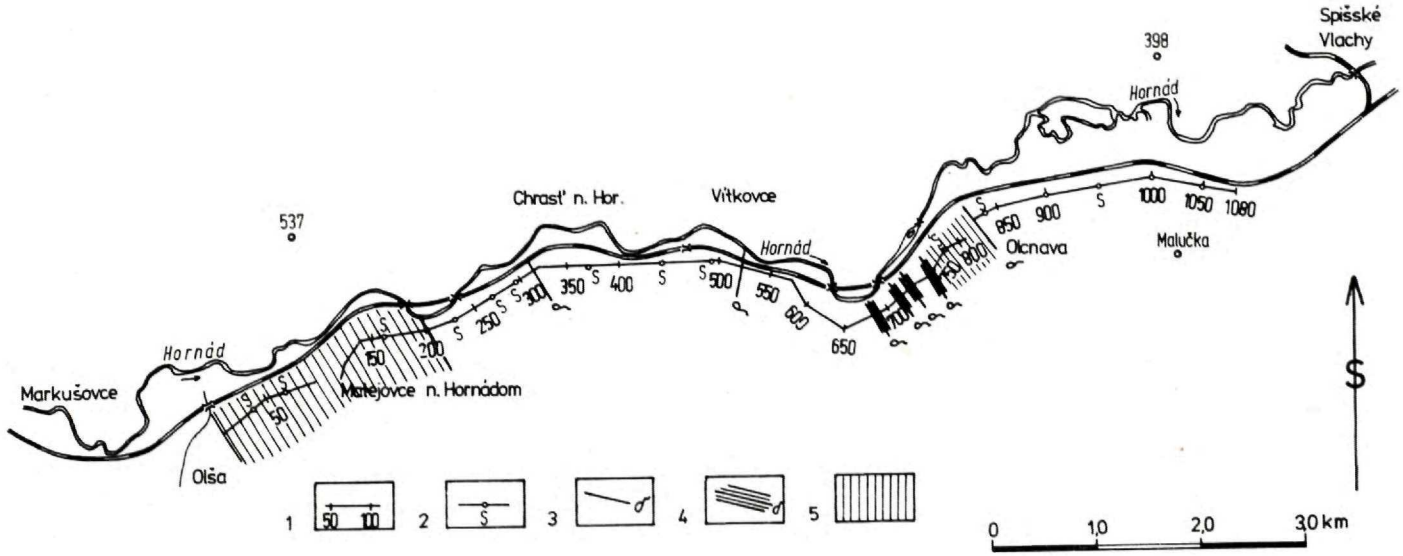
— Geofyzikálne merania za účelom zistenia zón intenzívneho rozpukania a porušenia karbonátov v oblasti Hornádu, a tým i vytypovania oblastí možných prestupov podzemných krasových vôd do Hornádu (J. Ritter 1971).

— Hydrometrické merania prietokov na Hornáde za účelom zistenia úsekov, v ktorých by mohlo dochádzať k prestupu krasových vôd do Hornádu.

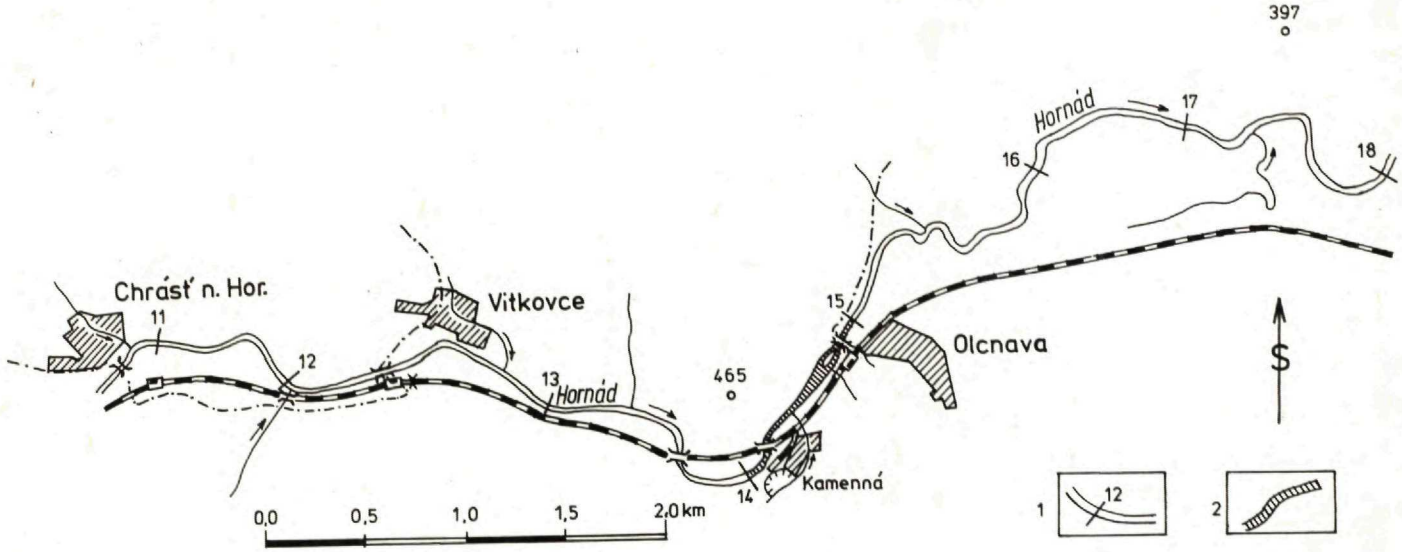
— Termometrické merania Hornádu vo vybraných úsekoch. Merania boli založené na predpoklade zistenia rozdielov medzi teplotou povrchovej vody v Hornáde a teplotou krasových vôd v zimnom období. Kým teplota povrchových vôd v zimnom období je veľmi nízka, teplota krasových vôd je väčšinou blízka priemernej ročnej teplote oblasti. Výraznejšie lokálne zvýšenie teploty povrchových vôd indikuje v týchto prípadoch významný skrytý prítok podzemných vôd v úseku povrchového toku s dokumentovanou zvýšenou teplotou.

Geofyzikálno-geoelektrické merania (VES a SOP) dokumentovali dve významné zóny porušenia triasových karbonátov pri severnom okraji hodnotenej hydrogeologickej štruktúry, a to jednu v šírke približne 2 km v oblasti Matejoviec nad Hornádom a druhú západne od Olcnavy v šírke asi 1250 m (obr. 3).

Meranie prietokov na Hornáde za účelom zistenia prestupov podzemných krasových vôd do toku narážalo na veľké ťažkosti vyplývajúce z možných nepresností hydrometrických meraní. Prietok Hornádu v oblasti Galmusu v obdobiach meraní (suché až priemerné klimatické obdobia) bol približne 2000 $l.s^{-1}$. Ak uvažujeme s presnými hydrometrickými meraniami, i tak musíme pripustiť chybu až do 5 % na jednom hydrometrickom profile, čo pri uvažovanom prietoku predstavuje približne 100 $l.s^{-1}$. Prírastok alebo úbytok vôd sa zisťuje ako rozdiel hodnôt prietokov medzi dvoma hydrometrickými profilmi. Z toho vyplýva, že uvedená chyba sa v nepriaznivom prípade môže až zdvojnásobiť. Teda i prípustné chyby v tomto prípade znemožňujú spoľahlivo zistiť i veľké množstvá do Hornádu prestupujúcich podzemných krasových vôd (100—200 $l.s^{-1}$). Preto sa o výsledky hydrometrovania v týchto prípadoch nemožno s plnou zodpovednosťou oprieť. Môžu však slúžiť ako doplňujúce údaje pri porovnávaní s výsledkami iných použitých metód. Napriek tomu uvádzame namerané hodnoty z najperspektívnejšieho úseku z hľadiska možného



Obr. 3 Prehľad výsledkov geofyzikálnych meraní pri severnom okraji pohoria Galmus
1 — geofyzikálny profil; 2 — sonda VES; 3 — tektonická porucha; 4 — tektonická porucha so širším poruchovým pásmom; 5 — zóna predpokladaného významnejšieho porušenia triasových karbonátov



Obr. 4 Situácia hydrometrických profilov na Hornáde medzi Chrásťou n/Hornádom a Spišskými Vlachmi
1 — hydrometrický profil; 2 — úsek Hornádu, v ktorom je predpoklad významnejšieho prestupu podzemných krasových vôd do povrchového toku

prestupu krasových vôd do Hornádu, hoci im vzhľadom na možné zaťaženie chybami neprikladáme veľkú váhu (obr. 4, tab. 6).

Tabuľka 6. Prehľad výsledkov hydrometrických meraní na Hornáde medzi Chrasťou n/Hornádom a Spišskými Vlachmi

Hydrometr. profil č.	Dátum	Prietok $l \cdot s^{-1}$	Povrch. prítoky medzi jedn. profilmi $l \cdot s^{-1}$	Prírastok alebo úbytok $l \cdot s^{-1}$
11	14. 8. 1967	1 933		
			Ø	+ 253
12	14. 8. 1967	2 189		
			78	− 200
13	14. 8. 1967	1 986		
13	15. 8. 1967	1 790		
			1	+ 43
14	15. 8. 1967	1 834		
			24	+ 248
15	15. 8. 1967	2 106		
			15	+ 15
16	15. 8. 1967	2 111		
16	16. 8. 1967	1 853		
			Ø	+ 152
17	16. 8. 1967	2 005		
			Ø	− 138
18	16. 8. 1967	1 867		

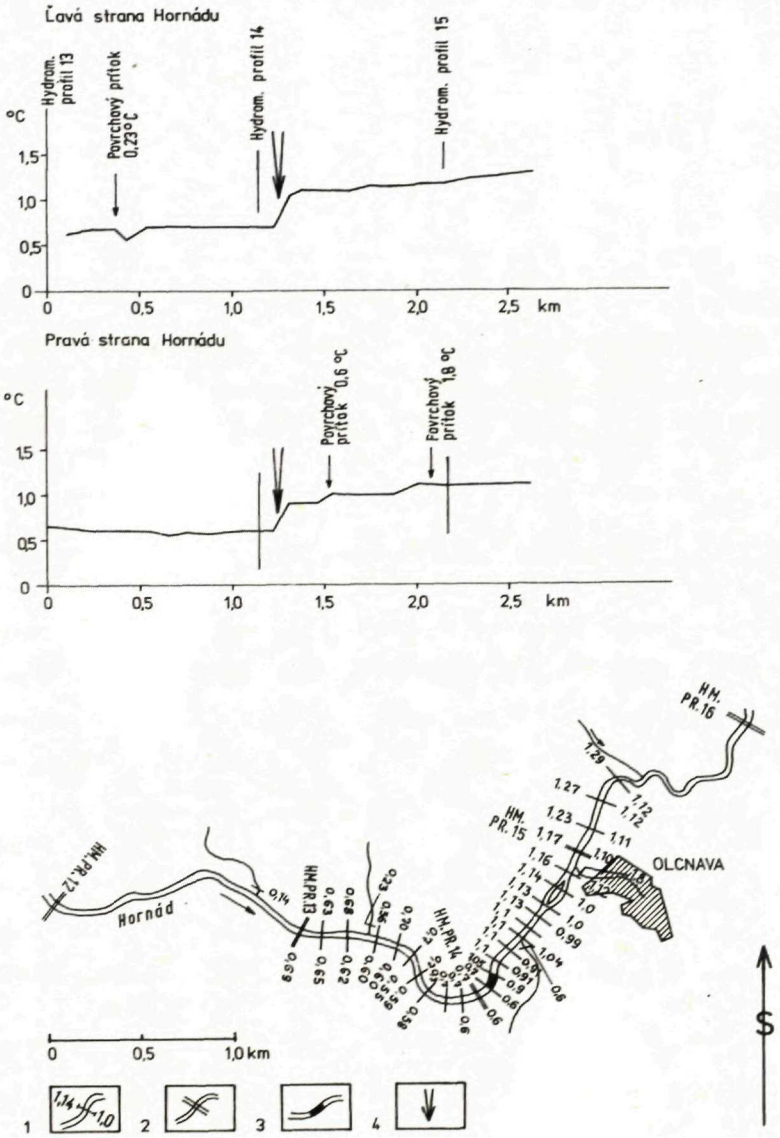
*) Do prírastkov, resp. úbytkov neboli zahrnuté povrchové prítoky – tieto boli odpočítané.

Podľa tabuľky 6 sa javí z hľadiska prestupu podzemných krasových vôd ako možný prognózny úsek Hornádu — medzi hydrometrickými profilmi 13 až 15 s dokumentovaným prírastkom 291 $l.s^{-1}$ a z toho hlavne úsek medzi profilmi 14 a 15 s vyčísleným prírastkom 248 $l.s^{-1}$.

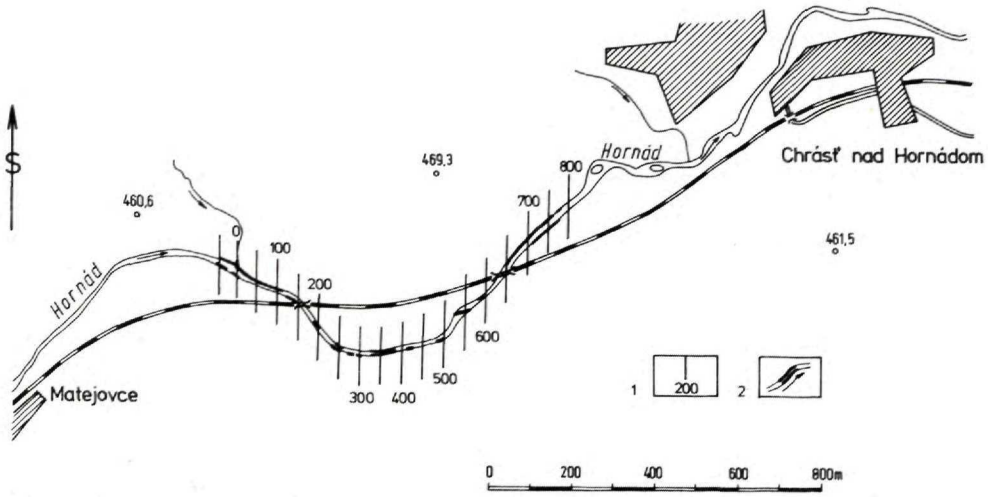
Termometrické merania sa uskutočnili v dvoch úsekoch Hornádu, a to medzi Vítkovcami a Olcnavou (obr. 5) a medzi Matejovcami a Chrasťou nad Hornádom (obr. 6, 7).

Medzi Vítkovcami a Olcnavou urobili termometrické merania v zimnom období 1969 (28. 2. 1969) pracovníci GÚDŠ pod vedením autora. Merali veľmi jednoduchým spôsobom pomocou dvoch presných ortuťových teplomerov v súhlasných časových úsekoch po oboch stranách Hornádu. Použité teplomery pri meraní súhlasnej teploty vykazovali konštantný rozdiel 0,1 °C, čo sa odrazilo v rozdieloch medzi meraniami u ľavého a pravého brehu (obr. 5). Celkove bola dokumentovaná výrazná teplotná anomália v oblasti približne 500 m jz. od Olcnavy. Z toho najväčšia teplotná anomália bola zaznamenaná na Hornáde v oblasti asi 100—120 m jv. od hydrometrického profilu 14, kde bolo na oboch stranách Hornádu dokumentované na veľmi krátkom úseku povrchového toku zvýšenie teploty vôd Hornádu o 0,3 °C. Pri veľkom prietoku Hornádu môže toto zvýšenie teploty svedčiť o významných prestupoch krasových podzemných vôd do Hornádu (obr. 5). Naviac je to v súlade s výsledkami hydrometrických prác medzi hydrometrickými profilmi 14 a 15 (tab. 6).

Termometrické merania na Hornáde medzi Matejovcami a Chrasťou nad Hornádom sa uskutočnili r. 1974—1975 (v marci 1974 a vo februári—marci 1975). Vykonala ich Geofyzika Bratislava (P. Džuppa—Ľ. Husák 1975) pre účely



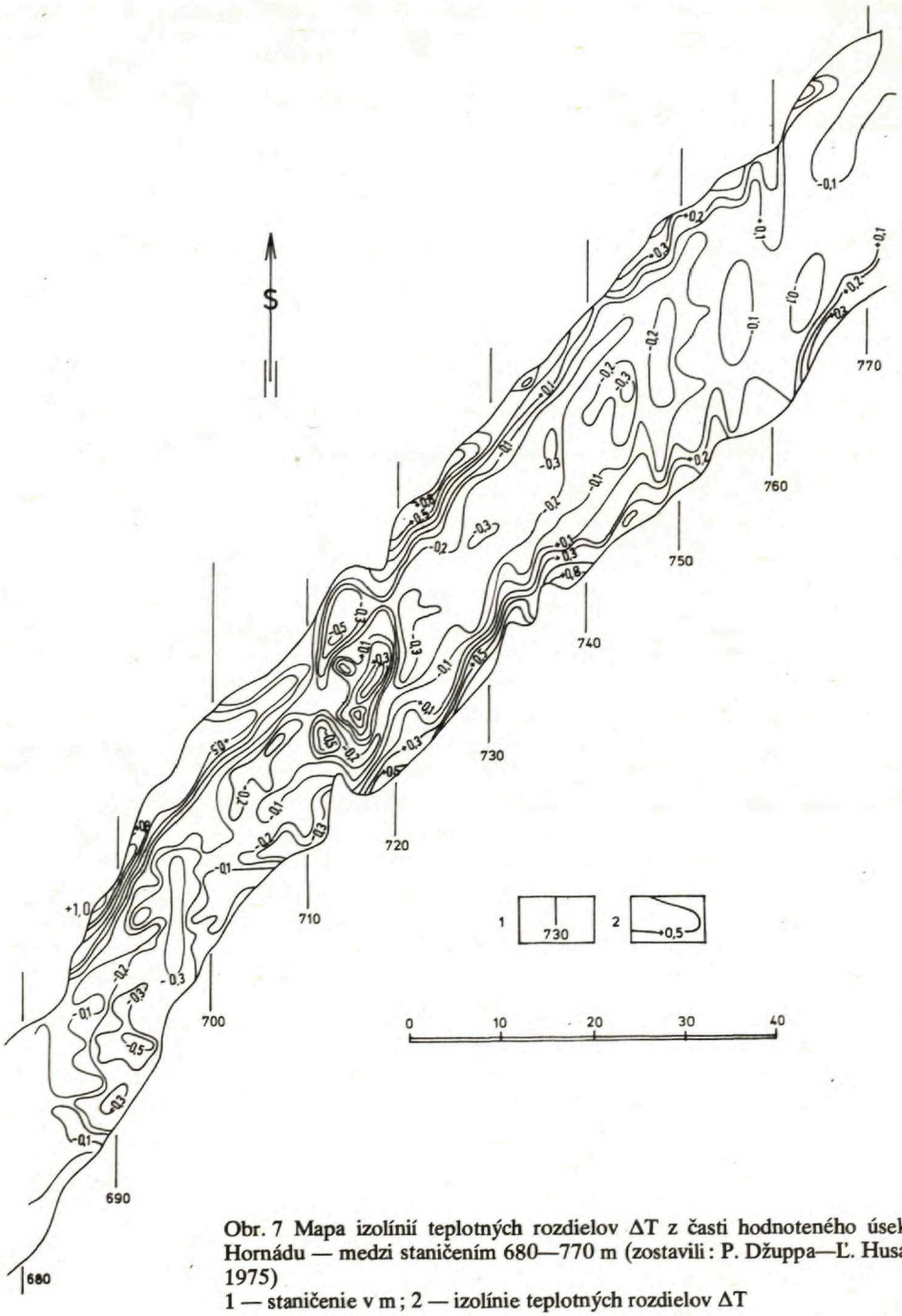
Obr. 5 Termometrické merania povrchových vôd Hornádu medzi Vítkovcami a Olcnavou (zostavil E. Kullman, merané 28. 2. 1969)
1 — výsledky termometrických meraní v °C; 2 — hydrometrický profil; 3, 4 — vyznačenie oblasti s predpokladaným najvýznamnejším prestupom podzemných krasových vôd do Hornádu



Obr. 6 Situácia termometrických meraní Hornádu medzi Matejovcami a Chrasťou n/Hornádom s vyznačením zistených teplotných anomálií (zostavili: P. Džuppa—Ľ. Husák 1975)
1 — staničenie v m, 2 — teplotná anomália

základného hydrogeologického výskumu GÚDŠ. Meralo sa v 800 m úseku Hornádu vo vybranej oblasti zahrňujúcej sčasti predpokladanú významne porušenú zónu karbonátov (podľa výsledkov geofyzikálno-geoelektrických meraní) a sčasti menej porušenú až neporušenú zónu karbonátov (obr. 3). Cieľom bolo preveriť možnosť rozsiahlejšieho využitia termometrie na hodnotenie prestupov podzemných krasových vôd do povrchových tokov. Vychádzalo sa, ako v predchádzajúcom prípade, z predpokladaného rozdielu teplôt povrchových vôd a podzemných krasových vôd v zimnom období. Merania sa robili v profilových líniách naprieč toku, v dvojmetrových odstupoch. Merné body na jednotlivých profiloch boli navzájom vzdialené 1 m. Tým sa vytvorila plošná sieť merných bodov pokrývajúca celý tok vo vymedzenom úseku. Teplota sa stanovovala na dne koryta rieky termistorovým teplomerom GT-1. Zistené teplotné údaje boli spracované do mapy izolínií teplotných rozdielov ΔT ($\Delta T = T_1 - T_2$), kde T_1 = teplota nameraná v jednotlivých bodoch profilu, T_2 = priemerná teplota na profile). Spôsob spracovania znázorňuje obr. 7, ktorý podáva plošné vyjadrenie teplotných rozdielov ΔT z časti hodnoteného úseku Hornádu (úsek 680—770 m podľa obr. 6). Obr. 7 dokumentuje niekoľko výrazných teplotných anomálií v pribrehových častiach toku na oboch stranách a jednu výraznú anomáliu uprostred koryta rieky v úseku 710—720 m. Súborný prehľad o dokumentovaných teplotných anomáliách v hodnotenom úseku Hornádu podáva obr. 6. Predpokladá sa, že tieto anomálie sú odrazom prestupu podzemných krasových vôd do povrchového toku. Nevýhodou je, že opísaná termometrická metóda neumožňuje kvantifikovať dokumentované prestupy krasových vôd.

Výsledky komplexu uvedených overovacích metód poukazujú na reálny predpoklad prestupu podzemných krasových vôd do Hornádu, hlavne v oblasti medzi Vítkovcami a Olcnavou.



Obr. 7 Mapa izolínií teplotných rozdielov ΔT z časti hodnoteného úseku Hornádu — medzi staničením 680—770 m (zostavili: P. Džuppa—Ľ. Husák 1975)
1 — staničenie v m; 2 — izolínie teplotných rozdielov ΔT

Hydrogeologické štruktúry južného okraja Galmusu — štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Zbojským stolom, Poráčom a Matisovcom a štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Golúvkou a Skalou

Komplex vápencov a dolomitov mezozoika budujúci južnú časť Galmusu vytvára samostatný hydrogeologický celok obmedzený tektonicky voči severnej časti Galmusu. Na základe doterajších geologických poznatkov predpokladáme, že toto tektonické obmedzenie je zároveň hydrogeologickým rozhraním. Zvodnený celok karbonátov leží na nepriepustnom podloží spodného triasu-karbónu, vystupujúcom na povrch na celom západnom, južnom i východnom obvode zvodneného karbonátového komplexu. Vymedzený karbonátový komplex môžeme rozdeliť na dve štruktúry, a to severnú, rozprestierajúcu sa medzi Zbojským stolom, Poráčom a Matisovcom v rozlohe 5,66 km^2 a južnú, rozprestierajúcu sa medzi Golúvkou a Skalou v rozlohe 4,04 km^2. Rozhranie medzi nimi tvorí zlom, pričom severná štruktúra je voči južnej značne poklesnutá. Odrazom toho je, že v severnej štruktúre hrúbka vápencov a dolomitov dosahuje približne 200—250 m, zatiaľ čo v južnej podstatne menej.

Vo vzťahu k hydrogeológii je dôležitý generálny úklon nepriepustného podložia — v severnej štruktúre k juhu a v južnej k severu. V dôsledku toho sú obe štruktúry odvodňované do Poráčskeho potoka prerezávajúceho zhruba západovýchodným smerom celý tento karbonátový komplex v celkovej rozlohe 9,7 km^2. Spoločné odvodňovanie oboch štruktúr do Poráčskeho potoka znemožňuje separátne hodnotenie odtoku ich podzemných vôd; možno iba spoločne hodnotiť obe štruktúry ako celok.

Študovaný hydrogeologický celok je odvodňovaný najmä prameňmi. Z hodnotenej rozlohy karbonátov vystupuje celkove 19 prameňov so spoločnou výdatnosťou 106,5 $l.s^{-1}$ (20. 6. 1962 — obdobie mimoriadne vysokých výdatností). Rozdelenie prameňov podľa výdatnosti v tomto období podáva tab. 7. Sumár ich výdatností dokumentuje, že iba špecificky odtok podzemných vôd vystupujúcich v prameňoch v hodnotenom období predstavoval 11,0 $l/s.km^2$

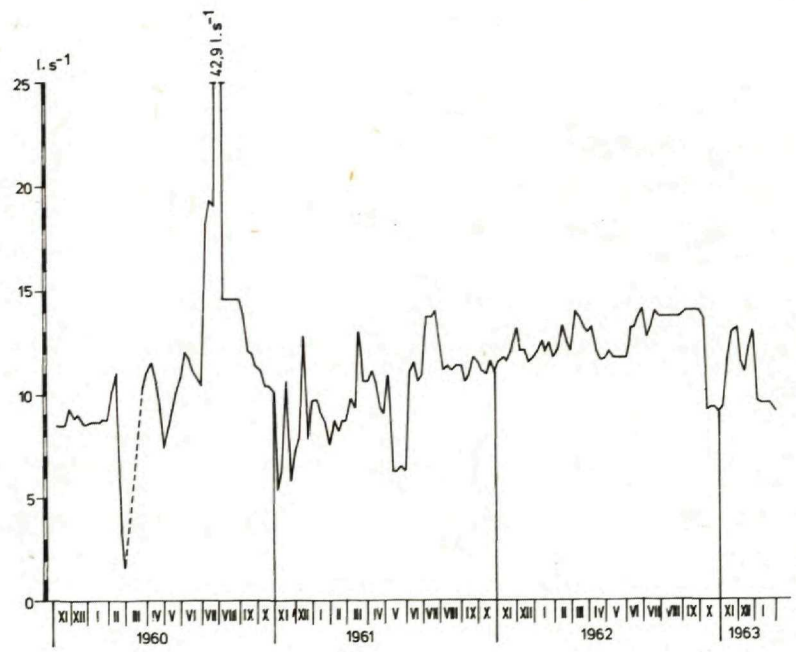
Tabuľka 7. Prehľad prameňov hydrogeologických štruktúr južného okraja Galmusu podľa výdatnosti ($v\ l.s^{-1}$)

Výdatnosť prameňov	<0,1	0,1–0,25	0,25–0,5	0,5–1,0	1,0–2,5	2,5–5,0	5,0–25,0	>25
Počet prameňov	2	2	1	5	2	1	5	1
Sumárna výdatnosť	0,1	0,2	0,3	3,6	2,0	3,0	60,9	36,4

Dva najvýznamnejšie z uvedených prameňov, a to Poráč I (dolný) a Poráč II (horný), boli v rokoch 1960—1962 sústavne merané Hydrometeorologickým ústavom v Bratislave (tab. 8, obr. 8, 9)

Tabuľka 8. Minimálne a maximálne výdatnosti sústavne meraných prameňov Poráč I-dolný a Poráč II-horný

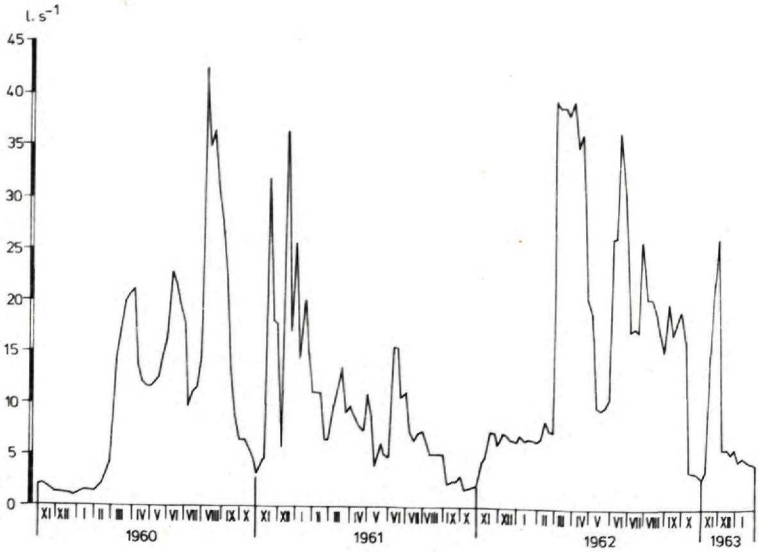
Hydrolog. rok	Poráč I-dolný			Poráč II-horný		
	Q min. $l.s^{-1}$	Q max. $l.s^{-1}$	Pomer Q max Q min	Q min. $l.s^{-1}$	Q max. $l.s^{-1}$	Pomer Q max Q min
1960	1,8	42,9	23,8 : 1	0,99	42,0	42,4 : 1
1961	5,3	13,7	2,6 : 1	1,88	36,4	19,4 : 1
1962	9,13	14,0	1,5 : 1	2,89	39,4	13,6 : 1



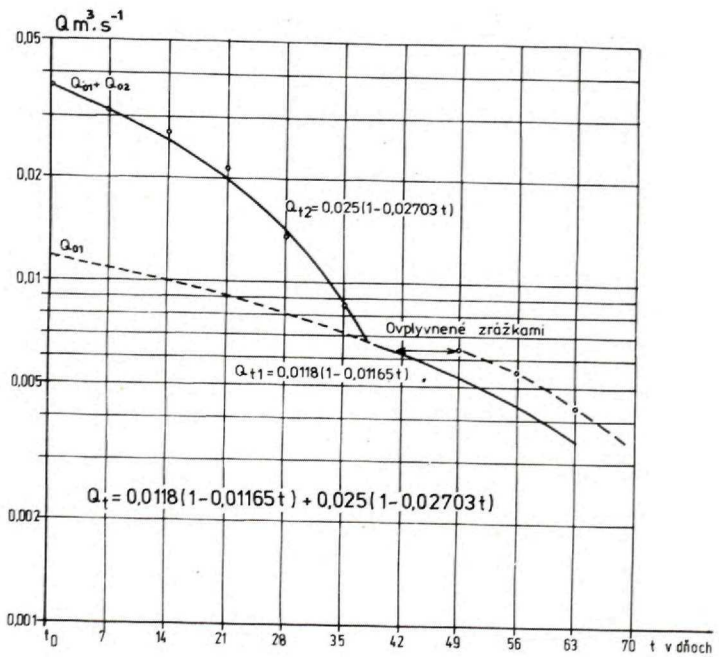
Obr. 8 Časový priebeh zmien výdatnosti prameňa Poráč I — dolný za hydrologické roky 1960—1962 (podľa meraní HMÚ Bratislava)

Pokiaľ ide o stálosť výdatnosti, pramene Poráč I i Poráč II majú podľa klasifikácie stálosti výdatnosti (O. Dub 1957) charakter prameňov nestálych až veľmi nestálych. (Nestále pramene: pomer min. a max. výdatnosti od 1:2 do 1:10, veľmi nestále pramene: pomer min. a max. výdatnosti od 1:10 do 1:30). Najmä prameň Poráč II má charakter veľmi nestáleho prameňa.

Na bližšiu charakteristiku režimu prameňa Poráč II bola vyhodnotená jeho čiara vyčerpávania z obdobia 17. 8. 1960—26. 10. 1960 (obr. 10), od $Q_o = 36{,}4\ l.s^{-1}$ po $Q_t = 3{,}4\ l.s^{-1}$ ($t = 63$ dní). Charakterizuje ju rovnica čiary vyčerpávania:



Obr. 9 Časový priebeh zmien výdatnosti prameňa Poráč II – horný za hydrologické roky 1960—1962 (podľa meraní HMÚ Bratislava)



Obr. 10 Čiara vyčerpávania prameňa Poráč II — horný (17. 8. 1960—26. 10. 1960)

$Q_t = 0{,}0118\ (1 - 0{,}01165\ t) + 0{,}025\ (1 - 0{,}02703\ t)$. Hodnotená čiara dokumentuje, že vyčerpávanie podzemných vôd prebieha v plnom rozsahu podľa zákonistosí turbulentného režimu prúdenia. Na ňom sa podieľajú podľa vyhodnotenia dve fázy turbulentného prúdenia. Dokumentuje to, že prameň nadväzuje iba na zvodnenú sieť širokých otvorených puklín a krasových kanálov. Prejav odvodňovania mikropuklín nebol zaznamenaný v rozsahu dokumentovaného poklesu výdatnosti od 36,4 $l.s^{-1}$ po 3,4 $l.s^{-1}$.

Na overenie podzemného odtoku z tejto hydrogeologickej oblasti v rozlohe 9,7 km^2, odvodňovanej výlučne Poráčskym potokom, boli v suchom období r. 1969 (12.—13. 9 1969) urobené podrobné expedičné hydrometrické merania prietokov na Poráčskom potoku; dokumentovali celkový prírastok 44,0 $l.s^{-1}$ z karbonátov hodnotenej oblasti. Tento prírastok zahrňuje hlavne sumár výdatnosti nezachytených prameňov a skrytých prestupov krasových vôd do Poráčskeho potoka. Okrem toho boli v súhlasnom období odoberané krasové vody z už zachytených a využívaných prameňov Poráč I a Poráč II so spoločnou výdatnosťou približne 25 $l.s^{-1}$. Predstavuje to spolu celkový odtok 69 $l.s^{-1}$, ktorý môžeme vzhľadom na klimatické obdobie považovať za odtok podzemných krasových vôd z hodnotenej oblasti v suchom období. Špecifický odtok podzemných krasových vôd je v hodnote 8,1 $l.s^{-1}.km^{-2}$. Na základe týchto výsledkov možno uvažovať s priemerným špecifickým odtokom podzemných vôd z tejto štruktúry vápencov a dolomitov v hodnote najmenej 8,0—9,0 $l.s^{-1}.km^{-2}$.

Hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov v západnej časti pohoria medzi obcami Rudňany a Olša

Vymedzená štruktúra tvorí časť západného okraja pohoria. Budujú ju hlavne strednotriasové svetlosivé vápence a podradne dolomity s generálnym úklonom k severu. Jej vlastná infiltračná oblasť zaberá rozlohu 4,3 km^2.

Triasové vápence a dolomity štruktúry sú hydrogeologicky jednoznačne obmedzené pri jej južnom, východnom a sčasti i západnom okraji, kde tento zvodnený komplex leží na nepriepustnom podloží tvorenom súvrstviami spodného triasu a permu. K severu sa ponára pod bazálne karbonátové súvrstvie paleogénu.

Uzavretosť hydrogeologickej štruktúry k severu predpokladáme hlavne na základe výsledkov hydrogeologického výskumu a to:

— Podľa výsledkov vrtných prác a čerpacích skúšok je bazálne karbonátové súvrstvie paleogénu málo priepustné až nepriepustné.

— Štruktúra sa odvodňuje pri svojom severnom okraji v pretekavých — bariérových prameňoch na styku s bazálnym karbonátovým súvrstvím paleogénu.

— V severnejšie ležiacom tektonickom okne triasových dolomitov, vystupujúcom spod paleogénu južne od Matejoviec nad Hornádom a nachádzajúcom sa z hľadiska lokálnej eróznej bázy podstatne nižšie (v porovnaní s eróznou bázou, na ktorej vystupujú bariérové pramene), neboli dokumentované významnejšie výstupy krasových vôd.

— Celkový odtok podzemných krasových vôd zodpovedá zhruba infiltračnému rozsahu hydrogeologickej štruktúry.

Štruktúru odvodňujú hlavne pramene vystupujúce v troch oblastiach nachádzajú-

cich sa na jej severnom okraji na styku s nepriepustnou bariérou tvorenou nadložnými bazálnymi karbonátovými súvrstviami paleogénu.

Prvý je prameň Pod Búče — vyviera približne 1,8 km jjv. od Matejoviec nad Hornádom. Je to pretekavý — barierový prameň. Bol sústavne pozorovaný HMÚ, Bratislava v hydrologických rokoch 1960—1964.

Podrobnejšiu charakteristiku výdatnosti prameňa a jej zmien podáva tabuľka 9 a obrázok 11.

Tabuľka 9. Minimálne a maximálne výdatnosti sústavne meraného prameňa Pod Búče

Hydrologický rok	Prameň Pod Búče		
	Q min $l.s^{-1}$	Q max $l.s^{-1}$	Pomer Q max Q min
1960	1,82	51,95	28,5 : 1
1961	1,46	34,00	23,3 : 1
1962	1,25	27,85	18,3 : 1
1963	2,40	29,45	12,3 : 1
1964	nemerané	13,74	–

Sústavné merania prameňa dokumentujú veľký rozkyv jeho výdatnosti, čím sa radí medzi pramene veľmi nestále (podľa klasifikácie O. Duba 1957).

Pre bližšiu charakteristiku prameňa bola vyhodnotená jeho čiara vyčerpávania za obdobie 20. 12 1960—22. 2. 1961 (obr. 12), bola hodnotená od $Q_o = 24{,}7\ l.s^{-1}$ po $Q_t = 3{,}7\ l.s^{-1}$ ($t = 63$ dní). Charakterizuje ju rovnica:

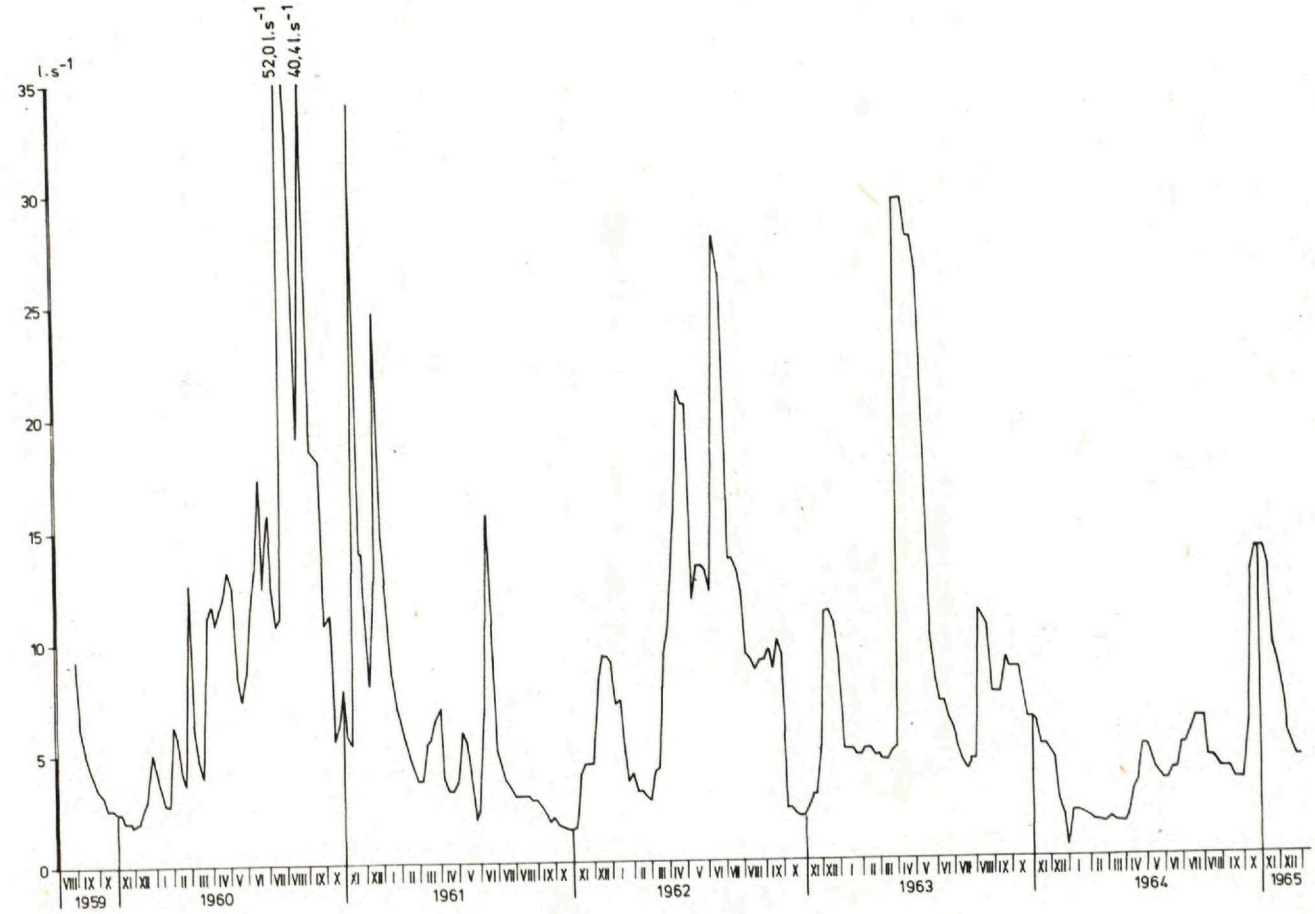
$$Q_t = 0{,}012\ e^{-0{,}01868\,t} + 0{,}0127\ e^{-0{,}14535\,t}.$$

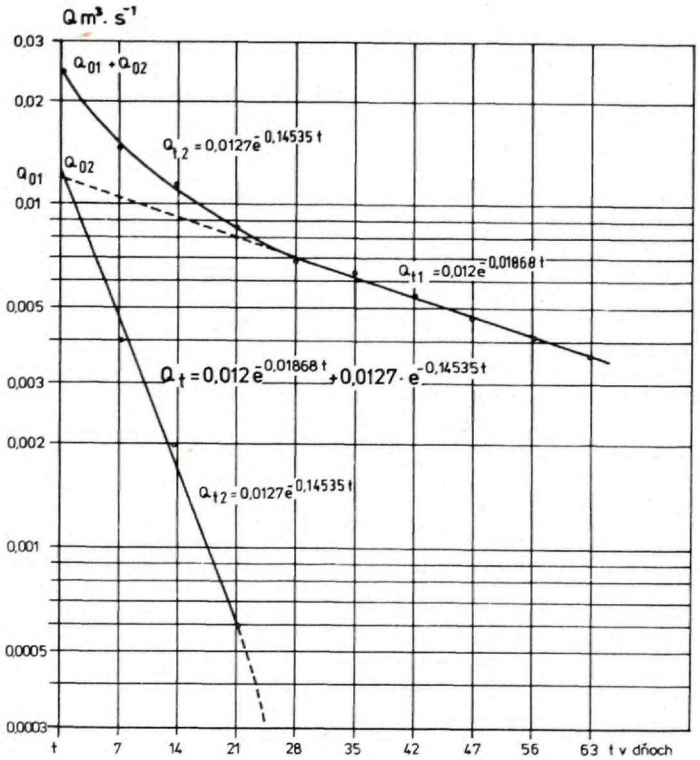
Čiara vyčerpávania z hodnoteného obdobia dokumentuje, že pri vyprázdňovaní podzemných vôd z prameňa spolupôsobia dva laminárne režimy prúdenia s rozdielnymi koeficientmi vyčerpávania ($\alpha_1 = 1{,}868 . 10^{-2}$, $\alpha_2 = 1{,}4535 . 10^{-1}$). Oba koeficienty vyčerpávania sú vysoké, čo v zrovnaní s výsledkami z iných oblastí (E. Kullman 1980) svedčí o vyprázdňovaní siete otvorených puklín, prípadne menej rozsiahlych krasových kanálov. Rozsiahlejší vplyv vyprázdňovania mikropuklín a drobných puklín sa u prameňa neprejavuje.

Druhý prameň je bezmenný, vyviera približne 1,6 km južne od Matejoviec nad Hornádom. Je taktiež krasovým bariérovým prameňom. Tvorí plošný výver so sumárnou výdatnosťou $3{,}7\ l.s^{-1}$ a teplotou vody 8,5 °C, pri teplote vzduchu 18,0 °C (18. 6. 1970). Prameň nebol sústavne meraný.

Treťou oblasťou výstupu krasových vôd je širšia oblasť prameňa Olšo nachádzajúca sa asi 1 km jjv. od obce Olša. Prameň Olšo je pretekavým — bariérovým prameňom toho istého typu ako prvé dva pramene; Vyviera takisto na styku triasových vápencov s nadložnými bazálnymi karbonátovými súvrstviami paleogénu. Bol zachytený v ľavostrannom svahu doliny 38,0 m dlhým zárezom; bol sústavne meraný OVS, Spišská Nová Ves, v priebehu zachytávacích prác v r. 1957. Počas týchto prác jeho celková výdatnosť sústreďovaním rozptýlených výverov postupne

Obr. 11 Časový priebeh zmien výdatnosti prameňa Pod Búče za hydrologické roky 1960—1964 (podľa meraní HMÚ Bratislava)





Obr. 12 Čiara vyčerpávania prameňa Pod Búče (20. 12. 1960—22. 2. 1961)

stúpala od 12,4 $l.s^{-1}$ až do 16,0 $l.s^{-1}$. Pri záverečných fázach zachytávania pramen vykazoval stálu výdatnosť 16,0—16,2 $l.s^{-1}$ (16. 12. 1957—17. 3. 1958).

V priebehu r. 1960 sa konali rozsiahlejšie zemné výkopové práce v údolí pod prameňom. Z nich najväčším zásahom do prírodného prostredia bol zárez pre železničnú vlečku hĺbený približne 3 m pod úroveň terénu. V hornej časti tohto zárezu po odkrytí nadložných nepriepustných hlinitopiesčitých štvrtohorných sedimentov boli vo vzdialenosti približne 200 m jv. od prameňa obnažené skrasovatené triasové vápence hydrogeologickej štruktúry, čím sa otvorili nové cesty výstupu krasových vôd na povrch a do zárezu pre železničnú vlečku sa začalo odvodňovať 26,3 $l.s^{-1}$ podzemných krasových vôd (13. 12. 1960). To výrazne negatívne ovplyvnilo výdatnosť zachyteného prameňa Olšo — poklesla z pôvodných 16,0 $l.s^{-1}$ na 3—4 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny krasových vôd v prameni o 0,6 m (E. Kullman 1961). Je to klasický príklad poukazujúci na veľkú dôležitosť ochrany krasových prameňov i z hľadiska kvantitatívneho, ktorá je často aspoň tak dôležitá ako ochrana kvalitatívna. Nevhodné zásahy do prírodného prostredia, ako v tomto prípade, môžu viesť mnohokrát k úplnému zničeniu prameňa. Opísaná čiastočná deštrukcia prameňa nie je jeho jediným možným ohrozením. Ďalšia možnosť ohrozenia až úplného zničenia prameňa sa prejavila aj v oblasti asi 500 m zsz. od prameňa, ležiacej takisto

podstatne nižšie než prameň. V tejto oblasti boli pri stavebných prácach zistené triasové karbonáty pod malou hrúbkou bazálnych karbonátových súvrství paleogénu. Po prerazení paleogénnych súvrství dochádzalo k výronom artézskych krasových vôd s výdatnosťami až niekoľko $1.s^{-1}$. Tieto výrony sa však podarilo utesniť.

Pre opísanú hydrogeologickú štruktúru bol vyčíslený sumárny odtok podzemných krasových vôd z prameňov v suchom až priemernom období r. 1960 (13.—14. 12. 1960). K tomuto obdobiu sa v štyroch prameňoch odvodňovalo sumárne približne $44\,l.s^{-1}$ podzemných krasových vôd (prameň Pod Búče $11{,}5\,l.s^{-1}$, bezmenný prameň — $2{,}5\,l.s^{-1}$, prameň Olšo $4{,}0\,l.s^{-1}$, vývery zo zárezu $26{,}3\,l.s^{-1}$). Predstavuje to špecifický odtok podzemných krasových vôd v hodnote $10{,}2\,l.s^{-1}\,km^{-2}$. Ďalší, nie veľmi významný prestup podzemných krasových vôd bol zaznamenaný hydrometricky do Rudnianskeho potoka prerezávajúceho v asi 1 km úseku vápence hydrogeologickej štruktúry. Dokumentované špecifické odtoky podzemných krasových vôd potvrdzujú v dostatočnej miere výstup všetkých infiltrovaných vôd štruktúry na povrch a popierajú možnosť ich skrytého pristupu mimo hodnotenú infiltračnú oblasť. Skôr možno predpokladať, že karbonáty štruktúry drénujú časť vôd málo priepustných súvrství permu a spodného triasu pri južnom okraji štruktúry.

Hydrogeochemické pomery

Podzemné vody hodnoteného územia patria geneticky podľa S. Gazdu (1980) prevažne do skupiny karbonátogénnych vôd charakterizovaných výrazným chemickým zložením Ca—HCO_3, resp. Ca—Mg—HCO_3. Pomerne časté sú tu podzemné vody so zvýšenými obsahmi síranov, u ktorých je posun celkového chemického zloženia k nevýraznému typu Ca—HCO_3 alebo Ca—Mg—HCO_3 (S. Gazda 1980).

Celková mineralizácia sa pohybuje v medziach 0,3—0,5 $g.l^{-1}$. Výnimku tvoria ojedinelé prípady, u ktorých v dôsledku významného vplyvu podložia zvodneného komplexu (perm-verfén so sadrovcami) celková mineralizácia podzemných vôd prekračuje 0,5 $g.l^{-1}$ a dosahuje v krajných prípadoch až 0,728 $g.l^{-1}$ (hydrogeol. vrt GK-2 Chrasť n. Hornádom.) Ovplyvnenie podzemných vôd sadrovcami podložného permu-verfénu sa prejavuje i regionálne vo väčšej časti hodnoteného územia, kde boli dokumentované zvýšené obsahy síranov v podzemných vodách (100—200 $mg.l^{-1}$).

Celkove vychádzajú určité rozdielnosti v chemickom zložení podzemných vôd jednotlivých vymedzených hydrogeologických štruktúr, umožňujúce čiastočne spresniť hodnotenie hydrogeologických pomerov.

Hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Chrasťou nad Hornádom, Olcnavou, Bielou Skalou a Poráčom

Odvodnenie hodnotenej štruktúry smeruje na sever, a preto chemické zloženie podzemných vôd z vrtov a prameňov pri jej severnom okraji môžeme považovať za reprezentatívne pre celkový sumár krasových vôd štruktúry. Na základe výsledkov chemických analýz zo severného kraja Galmusu (chem. analýzy podz. vôd zo 7

zdrojov, hlavne hydrogeol. vrtov) má celková mineralizácia podzemných vôd rozpätie 0,382—0,525 $g.l^{-1}$ (priemerná hodnota M = 0,461 $g.l^{-1}$). Výnimku tvoria podzemné vody navŕtané hydrogeologickým vrtom GK-2, v ktorom je významný podiel podzemných vôd z navŕtaných sadrovcov a anhydritov v podloží zvodneného komplexu vápencov a dolomitov. Prejavilo sa to vo vysokej celkovej mineralizácii (0,728 $g.l^{-1}$), ako aj vo vysokom obsahu SO_4 (200 $mg.l^{-1}$). Pri posudzovaní podielu vápencov a dolomitov, ako kolektorských hornín krasových vôd, z hodnotenia koeficientu Mg/Ca, ktorý je v rozpätí od 0,42—1,0 (priemerná hodnota Mg/Ca — 0,64) vychádza významný vplyv dolomitov na utváranie chemického zloženia v obehu krasových vôd. Okrem vplyvu vlastných kolektorských hornín na utváranie chemického zloženia podzemných vôd, prejavuje sa v tejto štruktúre významný, i keď lokálne sa meniaci, vplyv podložných bridličnatých a pieskovcových súvrství s polohami sadrovca a anhydritu, a to zvýšeným obsahom SO_4 v podzemných vodách štruktúry. Najväčšie obsahy SO_4 sú v podzemných vodách z hydrogeologických vrtov, ktoré prešli cez vápencovo-dolomitový komplex až do podložných súvrství permu-verfénu (vrt GK-2; 200 $mg.l^{-1}$ SO_4; vrt HG-5; 108 $mg.l^{-1}$ SO_4).

V ostatných vzorkách je obsah SO_4 v rozpätí 34—82 $mg.l^{-1}$, čo dokumentuje, že vo väčšine prípadov sa prejavuje aj vplyv podložia zvodneného komplexu na utváraní chemického zloženia podzemných vôd štruktúry.

*Hydrogeologické štruktúry južného okraja Galmusu**

Štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Zbojským stolom, Poráčom a Matisovcom a štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Golúvkou a Skalou.

Chemické zloženie podzemných vôd týchto dvoch hydrogeologických štruktúr (na základe výsledkov chemických analýz zo 7 najvýznamnejších prameňov) sa líši od zloženia podzemných vôd hydrogeologickej štruktúry I.

Podzemné vody majú všeobecne nižšiu celkovú mineralizáciu dokumentovanú v rozmedzí od 0,331 do 0,375 $g.l^{-1}$ (priemerná hodnota M: 0,350 $g.l^{-1}$). Výrazne sa líšia koeficienty Mg/Ca pohybujúce sa väčšinou v rozmedzí 0,06—0,23, ako aj obsah SO_4 v podzemných vodách, ktorý je v hraniciach 18,5—30,85 $mg.l^{-1}$ (iba v jednom prípade bol dokumentovaný obsah SO_4 = 57,6 $mg.l^{-1}$).

Tieto hydrochemické ukazovatele dokumentujú:

— rýchlejší a kratší obeh podzemných krasových vôd v týchto štruktúrach v zrovnaní so štruktúrou I;

— obeh krasových vôd viazaný skoro výlučne na vápencové kolektory;

— malý hydrochemický vplyv podložných súvrství na chemické zloženia podzemných krasových vôd týchto štruktúr.

---

* Pri spracovaní tejto kapitoly boli použité výsledky práce S. Gazdu (1980) z hydrogeochemického zhodnotenia podzemných vôd pohoria Galmus.

Hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov v západnej časti pohoria medzi obcami Rudňany a Olša

Krasové podzemné vody z tejto hydrogeologickej štruktúry vystupujú na povrch pri jej severnom okraji. Z toho najväčšie množstvo k povrchu vystupujúcich podzemných krasových vôd-sumárne cca 30 $l.s^{-1}$, teda približne 60—70 % podzemných vôd hydrogeologickej štruktúry (bližšie v predchádzajúcich kapitolách), bolo dokumentované v oblasti zachyteného prameňa Olšo. Podľa chemického zloženia podzemných krasových vôd z tejto oblasti možno podať orientačnú hydrochemickú charakteristiku podstatnej časti podzemných vôd hodnotenej štruktúry.

Vody majú vyššiu celkovú mineralizáciu: 0,436—0,445 $g.l^{-1}$. Ich koeficient Mg/Ca je v hraniciach 0,19—0,26. Obsah SO_4 je zvýšený a pohybuje sa od 79,6 do 95,3 $mg.l^{-1}$. Výnimku tvorí jeden výver v zárezе železničnej vlečky (viď predchádzajúce kapitoly), kde je celková mineralizácia až 0,549 $g.l^{-1}$, koeficient Mg/Ca = 0,41 a obsah SO_4 = 175,7 $mg.l^{-1}$. V tomto prípade pomer Mg/Ca i celková mineralizácia sú zvýšené v dôsledku vysokého obsahu síranov.

Na základe výsledkov hydrochemických analýz podzemných vôd v tejto hydrogeologickej štruktúry možno usudzovať, že ide o obeh podzemných krasových vôd vo vápencových horninách, pričom na ich chemické zloženie významne vplýva podložie zvodneného komplexu, hlavne sadrovce s anhydritmi z bridličnatých a pieskovcových súvrství permu-verfénu. Ich nerovnomerné rozloženie v horninách podložia sa odráža v rozdielnych obsahoch SO_4 v jednotlivých výveroch krasových vôd.

Záver

Podzemné vody pohoria Galmus sú viazané na zvodnené vápence a dolomity triasu, ktoré spolu s podložnými spodnotriasovými súvrstviami vytvárajú plochú tabuľu rozbitú pozdĺžnymi a priečnymi zlomami na niekoľko blokov. Severné ohraničenie tabule sa predpokladá pod paleogénom severne od Hornádu medzi Matejovcami a Spišskými Vlachmi. Dokumentovaná hrúbka zvodnených vápencov a dolomitov triasu tejto tabule je 67—420 m.

Výsledky podrobného geologického výskumu opierajúceho sa o výsledky vrtných prác (A. Biely 1967) umožnili vymedziť v hodnotenom území štyri hydrogeologické štruktúry so samostatným režimom podzemných krasových vôd.

Hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Chrasťou nad Hornádom, Olcnavou, Bielou Skalou a Poráčom

Tvorí najvýznamnejšiu hydrogeologickú štruktúru hodnoteného územia (rozloha 32,7 km^2) s hrúbkou vápencov a dolomitov 100—420 m. Má generálny úklon k severu, kde sa vápence a dolomity triasu ponárajú pod bazálne karbonátové súvrstvia paleogénu. Z hodnotenej štruktúry vystupuje v prameňoch sumárne 53,3 $l.s^{-1}$ podzemných krasových vôd (nesústavné merania). Orientačne zistený

celkový odtok povrchových a podzemných vôd z hodnotenej štruktúry bol 122 $l.s^{-1}$ (august—september 1969) čo predstavuje špecifický odtok 3,74 $l.s^{-1}$ km^2. Porovnaním s výsledkami zo susedných štruktúr i s regionálnymi poznatkami o špecifických odtokoch podzemných krasových vôd bol tu dokumentovaný významný deficit v celkovom odtoku. Možno predpokladať, že tento chýbajúci podiel vôd tvoria podzemné vody prestupujúce priamo do Hornádu pri severnom okraji hodnotenej hydrogeologickej štruktúry.

Hydrogeologické štruktúry južného okraja Galmusu

Sú to dve hydrogeologické štruktúry, a to severná medzi Zbojským stolom, Poráčom a Matisovcom a južná medzi Golúvkou a Skalou. Rozhranie medzi nimi tvorí zlomová tektonika, pričom severná štruktúra je voči južnej značne poklesnutá. Obe štruktúry majú generálny úklon k Poráčskemu potoku, do ktorého sú odvodňované ich podzemné vody. Vzhľadom na spoločné odvodňovanie ich podzemných vôd Poráčskym potokom možno bilancovať odtok ich povrchových a podzemných vôd iba spolu, ako jedného celku tvoreného dvoma štruktúrami. Zaberajú spoločnú rozlohu 9,7 km^2. Celková bilancia vôd v suchom období (12.—13. 9. 1959) dokumentovala celkový odtok 69 $l.s^{-1}$, ktorý možno považovať za odtok podzemných vôd. Predstavuje to špecifický odtok podzemných vôd 7,1 $l.s^{-1}$ km^{-2}.

Priemerný špecifický odtok podzemných vôd z týchto dvoch hydrogeologických štruktúr možno odhadnúť minimálne na 8—9 $l.s^{-1}km^{-2}$.

Hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov v západnej časti pohoria medzi obcami Rudňany a Olša

Tvorí časť západného okraja pohoria. Je budovaná krasovými vápencami a podradne dolomitmi s generálnym úklonom k severu. Leží na nepriepustných spodnotriasových a starších súvrstviach. K severu sa ponára pod bazálne karbonátové súvrstvia paleogénu.

Túto hydrogeologickú štruktúru o rozlohe 4,4 km^2 odvodňujú hlavne pramene a sčasti málovýznamné prestupy podzemných vôd do povrchových tokov pri severnom okraji štruktúry. Celkový odtok podzemných vôd zo štruktúry vystupujúci v prameňoch bol hodnotený v suchom — priemernom období r. 1960. Predstavoval celkove 44 $l.s^{-1}$ čo reprezentuje špecifický odtok podzemných vôd 10,2 $l.s^{-1}$ km^{-2}.

Uvedené hodnotenie štyroch vymedzených hydrogeologických štruktúr z hľadiska režimu a bilancie podzemných vôd dokumentovalo, že s výnimkou hydrogeologickej štruktúry I, v ostatných troch hydrogeologických štruktúrach nie sú predpoklady získať nové významnejšie dosiaľ neevidované zdroje podzemných krasových vôd. Tieto štruktúry tvoria hydraulicky uzavreté celky a dokumentované výstupy podzemných vôd z nich sú v súlade s predpokladmi o doplňaní podzemných vôd v závislosti na klimatických podmienkach. Perspektívna z hľadiska možnosti získať nové využiteľné zdroje podzemných krasových vôd je hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov triasu medzi Chrasťou nad Hornádom, Olcnavou, Bielou Skalou a Poráčom, v ktorej orientačná bilancia odtoku dokumentovala kvantitatívne

významný deficit približne 115—210 $l.s^{-1}$ podzemných vôd. Možno predpokladať, že ich podstatná časť prestupuje skryte do Hornádu. Ako najprognóznejší úsek prestupu krasových vôd sa javí oblasť jz. od Olcnavy. Nie je vylúčená ani možnosť určitého prestupu krasových vôd i v oblasti medzi Matejovcami a Chrasťou nad Hornádom.

Do tlače odporučil P. Bujalka.

Literatúra

ANDRUSOV, D.—MAHEĽ, M. 1950: Správa o geologickom výskume druhohornej pokrývky rudonosných formácií severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria a jej bezprostredného podložia vzhľadom na možnosť pokračovania rudných žíl pod druhohorami. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.

BIELY, A. 1967: Výskum mezozoika Galmusu — čiastková záverečná správa za rok 1961—66. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

DUB, O. 1957: Hydrológia, hydrografia, hydrometria. Slovenské vydavateľstvo technickej literatúry, Bratislava, 1—526.

DŽUPPA, P.—HUSÁK, Ľ. 1975: Správa z geofyzikálnych meraní na akcii Galmus — hydrogeologický prieskum. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAZDA, S. 1980: Hydrogeochemické pomery Galmusu (in E. Kullman et al 1980: Zhodnotenie realizovaných hydrogeologických prác v pohorí Galmus a vo východnej časti V. Fatry). Záv. správa, Geofond, Bratislava.

KULLMAN, E. 1961: Hydrogeologický posudok o znížení výdatnosti prameňa „Olšo" v Rudňanoch. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KULLMAN, E. 1963: Možnosti riešenia tektoniky územia na základe poznatkov o hydrogeologických pomeroch. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KULLMAN, E. 1980: Zhodnotenie realizovaných hydrogeologických prác v pohorí Galmus a vo východnej časti Veľkej Fatry. Geofond, Bratislava.

KULLMAN, E. 1980: L'évaluation du régime des eaux souterraines dans les roches carbonatiques du Mésozoïque des Carpates Occidentales par les courbes de tarissement des sources. Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—60.

RITTER, J. 1971: Geofyzikálne profily medzi Markušovcami a Spišskými Vlachmi. Manuskript-archív GP, Spišská Nová Ves.

VALUŠIAK, I. 1971: Lokalita Galmus — čiastková záverečná správa. Geofond, Bratislava.

ZAKOVIČ, M. 1970: Základná hydrogeologická dokumentácia — Galmus. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Eugen Kullman

Hydrogéologie des montagnes de Galmus

Résumé

Les eaux souterraines karstiques des montagnes de Galmus sont liées aux calcaires et dolomies aquifères du Trias qui forment, avec les couches sous-jacentes triasiques inférieures, une plaque coupée en plusieurs blocs par des fractures longitudinales et transversales. On suppose que la limite septentrionale de cette

plaque se trouve sous le Paléogène au N de Hornád entre Matejovce et Spišské Vlachy. La puissance documentée des calcaires et dolomies aquifères du Trias de cette plaque est de 67—421 m et leur superficie 46,7 km^2.

Les résultats des recherches circonstanciées appuyées par des forages (A. Biely 1967) ont permis de reconnaître, dans la région étudiée, 4 structures hydrogéologiques ayant chacune un régime indépendant d'eaux souterraines karstiques.

La première structure hydrogéologique des calcaires et des dolomies du Trias est située entre Chrasť sur le Hornád, Olcnava, Biela Skala et Poráč. Dans cette région (superficie 32,7 km^2), la puissance des calcaires et dolomies atteint 100—421 m. Pendage général vers le N où les roches triasiques plongent sous les couches basales carbonatées du Paléogène. Le débit total des sources d'eau karstique qui en sortent est de 53,3 $l.s^{-1}$ (les mesures n'ont pas été faites systématiquement). L'évaluation approximative du débit total des eaux superficielles et souterraines de la structure a donné 122 $l.s^{-1}$ (VIII—IX 1969) ce qui correspond à 3,74 $l.s^{-1}km^{-2}$ de débit spécifique. La comparaison avec les résultats obtenus pour les structures voisines et les données régionales sur les débits spécifiques des eaux souterraines karstiques permet de conclure que le débit total de cette structure hydrogéologique est déficitaire. On suppose que près de son bord septentrional une partie des eaux souterraines se verse directement dans le Hornád.

Les deux autres structures hydrogéologiques s'étendent près de la limite sud des montagnes: la plus septentrionale — entre Zbojský stôl, Poráč et Matisovec, la plus méridionale — entre Golúvka et Skala. Ces structures sont séparées l'une de l'autre par des accidents tectoniques avec affaissement considérable de la première par rapport à la seconde. Les deux structures ont un pendage général vers la rivière Poráč dans laquelle se déversent leurs eaux souterraines. De ce fait, on ne peut évaluer que le débit commun des deux structures qui occupent une superficie de 9,7 km^2. Le débit total des eaux pendant la saison sèche (12.—13. 9. 1969), mis en évidence par le bilan global, a été de 69 $l.s^{-1}$, et on peut admettre qu'il réprésente celui des eaux souterraines dont le débit spécifique est de 7,1 $l.s^{-1}km^{-2}$.

Le débit spécifique moyen des eaux souterraines de ces deux structures hydrogeólogiques serait de 8—9 $l.s^{-1}km^{-2}$.

La quatrième structure hydrogéologique est située dans la partie occidentale des montagnes entre les localités Rudňany et Olša. Constituée de calcaires et, en moindre partie, de dolomies du Trias, elle a un pendage vers le N. Son soubassement, représenté par le Trias inférieur et les formations plus anciennes, est imperméable. Vers le N, les couches de la structure plongent sous le complexe carbonaté du Paléogène. Les 4,3 km^2 de superficie de cette structure sont drainées principalement par les sources, en partie par les écoulements peu importants des eaux souterraines dans les cours d'eaux superficiels près de son bord nord. Le débit total des eaux qui se déversaient en 1960 par les sources pendant les périodes sèche et moyennement sèche a été évalué à 44 $l.s^{-1}$ ce qui correspond au débit spécifique de 10,2 $l.s^{-1}km^{-2}$.

L'étude des quarte structures hydrogéologiques, dont le régime et le bilan des eaux souterraines ont été mis en évidence, montre que — exception faite de la première — on ne peut guère espérer découvrir des sources d'eaux souterraines karstiques non repérées jusqu'ici, les trois autres structures formant un ensemble hydraulique fermé dont les eaux sortant à la surface sont complétées suivant les conditions climatiques.

En perspective, ce n'est que dans la structure hydrogéologique constituée de calcaires et de dolomies du Trias entre les localités Chrasť s/Hornád, Olcnava, Biela Skala et Poráč qu'on pourrait avoir la chance de déceler de nouvelles sources d'eau souterraine karstique utilisable, le bilan approximatif de l'écoulement documentant un déficit important — environ 115—210 $l.s^{-1}$ —d'eau souterraine. On suppose qu'elle s'écoule, dissimulée, dans le Hornád. C'est la région au SW de Olcnava qui semble être la plus favorable. On ne peut exclure qu'une certaine quantité d'eau ne s'écoule dans le Hornád des terrains situés entre les localités Matejovce et Chrasť s/Hornád.

Explication des figures

Fig. 1 Variations dans le temps du débit des sources (d'après les mesures effectuées par le Service hydrométéorologique de Bratislava)

1 — source „U Jána", 2 — source „U Jána — horný"; 3 — source „U Jána — dolný"
Fig. 2 La courbe de tarissement de la source „U Jána" (12. 7. 1962 — 31. 10. 1962)
Fig. 3 Aperçu des résultats des mesures géophysiques près du bord nord des montagnes de Galmus
1 — profil géophysique; 2 — sonde VES; 3 — faille tectonique; 4 — faille tectonique avec large zone fracturée; 5 — zone à importantes failles supposées dans les carbonates triasiques.
Fig. 4 Situation des profils hydrométriques sur le Hornád entre Chrasť s/Hornád et Spišské Vlachy.
1 — profil hydrométrique; 2 — tronçon du Hornád où un déversement important des eaux souterraines karstiques dans le cours d'eau superficiel est supposé.
Fig. 5 Mesures thermométriques des eaux superficielles du Hornád entre Vítkovce et Olcnava (effectuées par E. Kullman le 28. 2. 1969).
1 — résultats des mesures thermométriques en °C; 2 — profil hydrométrique; 3, 4 — indication de la région où un déversement important des eaux souterraines karstiques dans le Hornád est supposé.
Fig. 6 Points entre Matejovce et Chrasť/Hornád où les mesures thermométriques ont été effectuées avec indications des anomalies constatées de température (établis par P. Džuppa et L'. Husák en 1975)
1 — piquetage en m; 2 — anomalie de température.
Fig. 7 Carte des isolignes des des différences de température ΔT du tronçon étudié du Hornád entre le piquetage 680—770 m (établi par P. Džuppa et L'. Husák 1975)
1 — piquetage en m; 2 — isolignes des différences de température ΔT
Fig. 8 Variations dans le temps du débit de la source „Poráč I — dolný" au cours des années hydrologiques 1960—1962 (d'après les mesures effectuées par le Service hydrométéorologique de Bratislava)
Fig. 9 Variations dans le temps du débit de la source „Poráč II — horný" au cours des années hydrologiques 1960—1962 (d'après les mesures du Service hydrométéorologique de Bratislava)
Fig. 10 Courbe de tarissement de la source „Poráč II — horný" (17. 8. 1960—26. 10. 1960)
Fig. 11 Variation dans le temps du débit de la source „Pod Búče" au cours des années hydrologiques 1960—1964 (d'après les mesures du Service hydrométéorologique de Bratislava)
Fig. 12 Courbe de tarissement de la source „Pod Búče" (20. 12. 1960—22. 2. 1961)

Carte hydrogéologique des montagnes de Galmus
(dressée par E. Kullman, 1980 avec utilisation de la carte géologique et du profil géologique de A. Biely, 1967)

Explications:
1 — structure hydrogéologique I; 2 — structure hydrogéologique II; 3 — structure hydrogéologique III; 4 — structure hydrogéologique IV; 5 — alluvions — graviers limono-sableux (Quaternaire), vu leur faible puissance peu importants hydrogéologiquement; 6 — limons et éboulis (Quaternaire) peu puissants, surtout imperméables; 7 — conglomérats carbonatés (Paléogène) — faiblement perméables, voire imperméables, perméabilité due à la fissuration karstique; 8 — calcaires et dolomies (Mésozoique-Trias), bonne et même très bonne perméabilité due aux fissures et à la fissuration karstique; 9 — schistes, grès, conglomérats, diabases, tufs, phyllites — très peu perméables, voire imperméables; 10 — sources: a) 0,1–1,0 $l.s^{-1}$, 1—10 $l.s^{-1}$, >10 $l.s^{-1}$, b) mesurées systématiquement; 11 — lignes tectoniques constatées et supposées; 12 — a) forages géologiques, b) forages hydrogéologiques; 13 — ligne hydrologique supposée de partage des eaux entre le Hornád et le ruisseau Poračský; 14 — directions supposées des cours d'eau souterrains; 15 — ligne de profil

Traduit du slovaque
par Valentina Andrusova

Эуген Куллман

Гидрогеология гор Галмус

Резюме

Подземные карстовые воды гор Галмус находятся в связи с водоносными известняками и доломитами триаса. Вместе с подстилающими нижнетриасовыми комплексами эти слои образуют плоскую плиту, разбитую продольными и поперечными дислокациями на несколько блоков. Предполагается, что северная граница плиты находится под палеогеном между населенными пунктами Матейовце и Спишске Влахи к северу от реки Горнад. Установленная мощность известняков и доломитов этой плиты колеблется в пределах 67–421 м, площадь равняется 46,7 км^2.

Результаты детальных геологических изысканий, подтвержденные буровыми работами (А. Биелый 1967), позволили выделить в исследованном районе 4 гидрогеологические структуры с самостоятельным режимом подземных карстовых вод.

Первая гидрогеологическя структура расположена между населенными пунктами Храсть на Горнаде, Олцнава, Биела скала и Порач. Это самая значительная структура (площадь 32,7 км^2), представленная известняками и доломитами мощностью от 100 до 421 м. Общее падение к северу, где этот триасовый комплекс погружается под базальные карбонатные слои палеогена. Подземные карстовые воды вытекают из этой структуры в виде источников общим дебитом в 53,3 л.с$^{-1}$ (измерения не производились систематически).

Ориентировочно определенный общий отток поверхностных и подземных вод этой структуры 122 л.с$^{-1}$. Сопоставление с результатами измерений модуля стока в соседних структурах и с региональными данными выявляет значительный дефицит общего стока рассматриваемой гидрогеологической структуры. Предполагается, что недостающее количество подземных карстовых вод поступает прямо в реку Горнад близ северного края структуры.

Две дальнейшие гидрогеологические структуры расположены близ южного края гор: более северная между пунктами Збойский стол, Порач и Матисовец, более южная между пунктами Голувка и Скала. Они отделены друг от друга полосой тектонических нарушений, причем северная значительно опущена по отношению к южной. Обе структуры наклонены к Порачскому потоку, в который и вливаются их подземные воды. Так как водосток у них общий – обе структуры являются одним целым – баланс их поверхностных и подземных вод можно установить только глобально. Занимаемая ими площадь равняется 9,7 км^2. Общий баланс вод в сухой период (12.–13. 9. 1969) документирует общий сток в 69 л.с$^{-1}$. Можно считать, что это сток подземных вод. Модуль стока равняется 7,1 л.с$^{-1}$ км$^{-2}$.

Предположительно, модуль стока подземных вод этих двух гидрогеологических структур равняется 8–9 л.с$^{-1}$ км$^{-2}$.

Четвертая гидрогеологическая структура расположена в западной части гор между населенными пунктами Рудняны и Олша. Она сложена триасовыми известняками и, в меньшей мере, доломитами с общим наклоном к северу. Залегает на нижнетриасовых и долее древних комплексах. К северу погружается под базальные карбонатные комплексы палеогена. Эту структуру площадью в 4,3 км^2 дренируют главным образом источники, отчасти незначительные стоки подземных вод в поверхностные водотоки близ северного края структуры. Общий сток подземных вод, установленный в сухой и умеренно сухой периоды 1960 года, равнялся 44 л.с$^{-1}$, что соответствует модулю стока 10,2 л.с$^{-1}$км$^{-2}$.

Изучение четырех выделенных гидрогеологических структур с точки зрения режима и баланса подземных вод показало, что – за исключением первой структуры – они не перспективными, т.е. в них вряд ли удастся обнаружить значительные, до сих пор не известные, источники подземных карстовых вод. Эти три структуры являются закрытым гидравлическим целым, и выходы из них подземных вод находятся в соответсвии с предположением об их дополнении в зависимости от климатических условий.

Перспективной с точки зрения возможности обнаружить и использовать новые источники подземных карстовых вод является только гидрогеологическая структура (известняки и доломиты) между населенными пунктами Храсть н/Горнаде, Олцнава, Биела скала и Порач. Ориентировочно подсчитанный баланс документировал значительный дефицит – около 115–210 $л.с^{-1}$. Предполагается, что по большей части имеет место скрытое истечение в реку Горнад. Наиболее перспективным участком оттока подземных карстовых вод является район к ЮЗ от селения Олцнава. Не исключено, что карстовые воды вливаются в р. Горнад и в районе между населенными пунктами Матейовце и Храсть н/Горнаде.

Пояснения к рисункам

Рис. 1 Изменения во времени дебита источников (по измерениям произведенным Гидрометеорологическим институтом в Братиславе)
1 – источник «У яна»; 2 – источник «У яна – горны»; 3 – источник «У яна – долны»
Рис. 2 Кривая истощения «У яна» (12. 7. 1962–31. 10. 1962)
Рис. 3 Результаты геофизических измерений у северного края гор Галмус
1 – геофизический профиль; 2 – зонд ВЕС; 3 – тектоническое нарушение; 4 – тектоническое нарушение с широкой зоной разломов; 5 – зона предполагаемого значительного нарушения триасовых карбонатов
Рис. 4 Положение гидрометрических профилей на реке Горнад между населенными пунктами Храсть н/Горнаде и Спишские Влахи
1 – гидрометрический профиль; 2 – участок р. Горнад, где предполагается значительный отток подземных карстовых вод в поверхностный водоток
Рис. 5 Термометрические измерения поверхностных вод р. Горнад между населенными пунктами Витковце и Олцнава (составил Э. Куллман, измерения произведены 28. 2. 1969)
1 – результаты термометрических измерений в °С; 2 – гидрометрический профиль; 3, 4 – обозначение области с предполагаемым значительным оттоком подземных карстовых вод в р. Горная
Рис. 6 Места, где произведены термометрические измерения р. Горнад между населенными пунктами Матейовце и Храсть н/Горнаде с обозначением температурных аномалий (составили П. Джуппа и Л. Гусак 1975)
1 – пикетаж в м; 2 – температурная аномалия
Рис. 7 Карта изолиний температурной разницы ΔT в одной части изученного участка р. Горнад – между пикетажем 680–770 м (составили П. Джуппа и Л. Гусак 1975)
1 – пикетаж в м; 2 – изолинии температурной разницы ΔT
Рис. 8 Изменения во времени дебита источника «Порач I – долны» за гидрогеологические годы 1960–1962 (по измерениям, произведенным Гидрометеорологическим институтом в Братиславе)
Рис. 9 Измениня во времени дебита источника «Порач II – горны» за гидрогеологические годы 1960–1962 (по измерениям, произведенным Гидрометеорологическим институтом в Братиславе)
Рис. 10 Кривая истощения источника «Порач II – горны» (17. 8. 1960–26. 10. 1960)
Рис. 11 Изменения во времени дебита источника «под Буче» за гидрогеологические годы 1960–1964 (по измерениям, произведенным Гидрометеорологическим институтом в Братиславе)
Рис. 12 Кривая истощения источника «Под Буче» (20. 12. 1960–22. 2. 1961)

Гидрогеологическая карта гор Галмус
(Составил Э. Куллман, 1980 с использованием геологической карты и геологического профиля А. Биелого 1967)

Пояснения:
1 – гидрогеологическая структура I; 2 – гидрогеологическая структура II; 3 – гидрогеологическая структура III; 4 – гидрогеологическая структура IV; 5 – аллювиальные наносы: суглинисто-песчанистые галечники (четвертичные); вследствие небольшой мощности значительного гидрогеологического значения не имеют; 6 – суглинки и осыпи (четвертичные) – мощность небольшая, по большей части водонепроницаемые; 7 – карбонатные конгломераты (палеоген) – слабо водопроницаемые до непроницаемых, проницаемость трещинная и трещинно-карстовая; 8 – из-

вестняки и доломиты (мезозой-триас), водопроницаемость хорошая, даже очень хорошая; 9 – сланцы, песчаники, конгломераты – диабазы, туфы, филиты – очень слабо водопроницаемые до непроницаемых; 10 – источники а) 0,1–1,0 $л.с^{-1}$, 1–10 $л.с^{-1}$, >10 $л.с^{-1}$, б) измерения производились систематически; 11 – тектонические линии констатированные и предполагаемые; 12 – а) геологические буровые скважины, б) гидрогеологические буровые скважины; 13 – предполагаемый гидрологический водораздел между рекой Грон и ручьем Порачский; 14 – предполагаемые направления движения подземных вод (в гидрогеологическом профиле); 15 – линия профиля

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 4, s. 97—133, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1982

Ondrej Franko—Miroslav Michalíček

Jódo-brómové vody Slovenska

11 obr. v texte, anglické a ruské resumé

Obsah

Úvod 98
Všeobecná charakteristika jódo-brómových vôd 98
Charakteristika využívaných lokalít 99
Číž 99
Oravská Polhora 100
Charakteristika vôd jednotlivých oblastí 109
Vody viedenskej panvy 110
Vody podunajskej panvy 114
Vody východoslovenskej panvy 117
Vody juhoslovenskej panvy 119
Vody flyšového a bradlového pásma 120
Vody pásma vnútorných Západných Karpát 121
Charakteristika perspektívnych štruktúr 121
Štruktúry vo viedenskej panve 122
Štruktúry v podunajskej panve 123
Štruktúry vo východoslovenskej panve 123
Skúmanie perspektívnych štruktúr 125
Záver 127
Literatúra 128
Anglické resumé 131
Ruské resumé 132

Résumé. — Le présent travail donne la caractéristique générale des eaux iodées et bromées, un aperçu des localités où elles sont utilisées et signale les particularités des eaux contenant plus de 25 mg.l^{-1} de iode dans les différentes régions de la Slovaquie. Se basant sur la caractéristique des structures favorables, on recommande l'ordre et la méthode à suivre pour les recherches. Quant à la structure la plus favorable, on donne l'estimation de ses réserves d'eau.

RNDr. O. Franko, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
Ing. M. Michalíček, CSc., Ústřední ústav geologický, Peitnerova 22, 602 00 Brno

Úvod

Na Slovensku je naliehavá potreba získať nové balneologicky využiteľné zdroje minerálnych jódo-brómových vôd*. Výdatnosť existujúcich prirodzených výverov týchto vôd na lokalitách Číž a Oravská Polhora je nepatrná.

Jediné jódové kúpele Číž využívajú zdroj vody s výdatnosťou 0,3 $l.min^{-1}$. Nepatrnú výdatnosť majú aj zdroje týchto výd v Oravskej Polhore (kúpele boli zničené počas 1. svetovej vojny; O. Hynie 1963). Narastajúca potreba využívať tieto vody na liečenie (chronické zápalové ochorenia najrozličnejšieho druhu, katary priedušiek, priedušková astma, pľúcna tuberkulóza, zápaly nervov, skleróza ciev, poruchy kĺbov, rôzne kožné choroby, cukrovka, vysoký krvný tal, struma atď.) si vyžiadali zhodnotiť územie Slovenska so zreteľom na nové zdroje týchto vôd. Za optimálne zdroje jódových vôd považuje Slovakoterma tie, ktoré obsahujú minimálne 25 $mg.l^{-1}$ J^-, majú teplotu aspoň 40 °C a ich množstvo dosahuje aspoň 3 $l.s^{-1}$. Vzhľadom na existujúcu ČSN č. 86 8000 s kritériom 5 $mg.l^{-1}$ J^- a vzhľadom na vyššie uvedené výdatnosti prirodzených výverov a teploty ich vôd (7—13 °C) sú to požiadavky veľmi náročné. Pretože 5 $mg.l^{-1}$ J^- je bežným obsahom v mineralizovaných chlorido-sódnych vodách „naftových terénov", prihliadame pri hodnotení územia Slovenska predovšetkým na minimálny obsah J^-, t. j. 25 $mg.l^{-1}$.

Po zhodnotení územia Slovenska vymedzujeme perspektívne oblasti a odporúčame poradie ich skúmania a vyhľadávania jódových vôd. Najprv však podáme všeobecnú charakteristiku jódo-brómových vôd a charakteristiku využívaných lokalít. Robíme tak preto, aby bolo vidieť úsilie a rozsah prác doteraz vynaložených na získanie väčšieho množstva vody na lokalitách Číž a Oravská Polhora.

Všeobecná charakteristika jódo-brómových vôd

Za jódo-brómové prírodné liečivé minerálne vody sa označujú prírodné vody obsahujúce fyziologicky aktívnu zložku jódu v minimálnej koncentrácii 5 $mg.l^{-1}$ J^- (ČSN 86 8000), popri bróme a ďalších zložkách Cl^-, HCO_3^-, B a i. (O. Hynie 1963). Minimálny obsah brómu nie je definovaný. Predpokladá sa, že terapeuticky bróm má len podporný účinok. Podľa obsahu a zloženia plynov sú v našich podmienkach jódo-brómové vody väčšinou vody metánové, alebo sú to vody uhličité, výnimočne patria k vodám sírovodíkovým. Taktiež fyzikálno-chemické vlastnosti (rh, pH, teplota a i.) sú značne rozdielne. V praxi sa ako terapeuticky účinné používajú vody s obsahom jódu 20—30 $mg.l^{-1}$, v kúpeľoch sa využívajú na pitie, kúpanie, inhalácie a obklady (J. Benda et al. 1978).

Geochemicky patria jódo-brómové vody k slaným NaCl-vodám ropného typu. Geneticky predstavujú akumuláciu primárnych vôd sedimentárnych hornín, brakickej až marinnej salinity (až soľaniek), metamorfovaných v systéme voda-hornina ropomatečného charakteru. Sú obohatené biogénnymi zložkami (predovšetkým J^-)

---

* Názov „jódo-brómové vody" zodpovedá balneologickým zvyklostiam (viď ČSN 86 8000). Geochemicky ide o jodido-bromidové vody.

v dôsledku premeny pochovaných organických látok v sedimentoch na plynné a kvapalné živice. Po vytlačení takto premenených vôd do primárnych kolektorov za súčasného vytriedenia živíc a vytvorenia primárnych akumulácií (ložísk), prípadne po ich uniknutí, zostávajú jódo-brómové vody v optimálnych podmienkach uzavreté bez podstatnej zmeny chemického zloženia až do odkrytia. Všeobecne sa predpokladá, že uzavreté typické morské vody majú minimálnu mineralizáciu 30 $g.l^{-1}$, obsah chloridov 17 $g.l^{-1}$, výraznú kalciovo-(magnéziovo)-chloridovú zložku a nepatrný obsah hydrogénkarbonátov. Z toho vyplýva nízky koeficient $rHCO_3/rCl$ (pod 0,1). Obsah síranov, v dôsledku sekundárnej biochemickej redukcie len zriedka prekračuje 100 $mg.l^{-1}$. Morský pôvod vôd potvrdzuje hodnota koeficientu Cl/Br (asi 300), pričom hodnoty okolo 500 sú typické pre naftové vody. A. Remane (1958) uvádza pre morské prostredie (euhalinikum) salinitu 30—45 ‰. Uzavreté vody sú však väčšinou vysladené (miešanie a riedenie). V dôsledku infiltrácie vadóznych vôd alebo tektonického vývoja oblasti (štruktúry) dochádza k miešaniu s vodami nadložných či podložných obzorov rôzneho chemického zloženia, k premigrovaniu a ku vzniku druhotných akumulácií a pod. Preto je chemické zloženie jódo-brómových vôd značne premenlivé. Typove je prevažujúcou zložkou vždy NaCl. Druhou hlavnou zložkou vôd býva $NaHCO_3$ alebo $Ca(Mg)Cl_2$, prípadne Na_2SO_4. Mineralizácia kolíše od 3—5 do 30 $g.l^{-1}$ a dosahuje aj hodnoty soľaniek (45 $g.l^{-1}$).

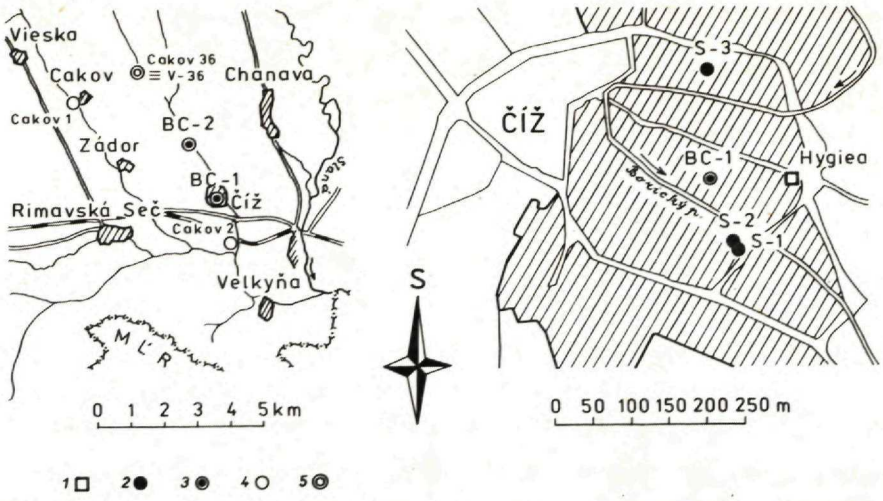
Zásoby jódo-brómových vôd sú statické a ich ťažba prakticky vždy vyžaduje čerpanie z vrtných sond alebo kopaných studní. Prvotné prelivy jódo-brómových vôd po navŕtaní sú vyvolané obvykle plynovým režimom obzoru (plynová akumulácia), väčšinou však režimom rozpustených plynov, prípadne režimom pružnosti. Ak sú jódo-brómové vody vytlačované z kolektorov hydrostatickým tlakom infiltrujúcich vôd z povrchu, majú stály obmedzený preliv. U termálnych jódo-brómových vôd je príčinou ich voľného prelivu aj termolift. V preplynených jódo-brómových vodách môže byť príčinou ich voľného prelivu výnimočne CO_2, resp. CH_4.

Zo stručného výkladu genézy vyplýva, že výskyt jódo-brómových vôd je viazaný na ropno-plynové perspektívne alebo produktívne sedimentárne oblasti; na Slovensku sú to treťohorné vnútrokarpatské panvy, flyšové pásmo Karpát a ich mezozoické a paleozoické podložie. Pôvodné nedegradované jódo-brómové vody sa vyskytujú len v zatvorených hydrogeologických štruktúrach. V porušených štruktúrach sa vyskytujú vody už vždy do určitého stupňa vysladené.

Charakteristika využívaných lokalít

Číž

Lokalita Číž je v knihe O. Hynieho (1963) hodnotená na základe dovtedy najnovších prác V. Cílka (1954) a J. Janáčka (1957). Na prieskumné práce zhodnotené uvedenými autormi naviazali práce ďalšie, zhodnotené v správe V. Struňáka (1965). O. Hynie (1963, str. 742) konštatuje, že prieskumné práce zhodnotené v správach V. Cílka a J. Janáčka vysvetlili pôvod a podmienky výveru minerálnej vody, nevyriešili však otázku ako získať také dostatočné množstvo, ktoré by tvorilo základ kúpeľov.



Obr. 1 Situácia zdrojov a prieskumných objektov v Číži
1 — studňa; 2 — prieskumné sondy; 3 — prieskumné hydrogeologické vrty; 4 — ropné vrty; 5 — ropný a hydrogeologický vrt

Jediným využívaným zdrojom minerálnej vody je studňa Hygiea (obr. 1) vykopaná po roku 1862, keď vodu objavili (J. Šípoš). Studňa je hlboká 35 m, voda priteká z dislokácie v spevnených piesčitých slienitých íloch egeru. V. Struňák (1965) režimovými meraniami v období máj 1964—september 1965 zistil, že hladina vody v studni kolíše v závislosti na odbere vody v rozmedzí 22—26 m pod terénom a jej teplota sa pohybuje v rozmedzí 10—13 °C. Výdatnosť prítoku zistená zo stúpania hladiny je 0,25—0,30 $l.min^{-1}$. Voda je silno mineralizovaná ($M = 13,8\ g.l^{-1}$), výrazného nátriovo-chloridového ($S_1(Cl) = 93,9$) a metánového typu (CH_4 z celkového objemu nekyslých plynov = 82,0 obj.%), pričom obsahuje 23,2 $mg.l^{-1}$ J^- a 43,0 $mg.l^{-1}$ Br^- (O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975). Okrem studne Hygiea boli v tom istom období vykopané ešte dve studne — Themis a Neptun, ktoré sa pre nedostatok vody nevyužívajú. V rokoch 1948—1952 boli v areáli kúpeľov realizované dva vrty (S-1, S-3), ktoré riadil M. Maheľ (1952). Pred rokom 1945 tu maďarskí geológovia uskutočnili vrt S-2, o ktorom však nie sú zachované spoľahlivé údaje (vrt nemal označenie). Označenie S-1, S-2 a S-3 zaviedol V. Struňák. Vrt S-1 označil M. Maheľ ako „vrt č. I." a vrt S-3 ako „sonda č. I.". V jeho blízkosti bol odvŕtaný vrt S-1, hlboký 114,40 m. Z vrtu sa odobralo 39 vzoriek na stanovenie Cl^-, J^- a Br^-. Obsah Cl^- po celej hĺbke vrtu kolísal v rozmedzí 40—550 $mg.l^{-1}$, Br^- nebol zistený a J^- len v stopách. Výsledky čerpacích skúšok uskutočnených v určitých hĺbkach uvádza tabuľka 1.

Pretože výsledok vrtu bol prakticky negatívny, pred hĺbením ďalšieho vrtu sa vykonal najprv hydrochemický prieskum územia (M. Říha 1950). Z odobraných 124 vzoriek podzemných vôd sa stanovoval obsah Cl^- a J^-. Prieskum ukázal na 6 plošných anomálií uvedených prvkov. Následný vrt S-3 bol hlboký 58,8 m. Vrt bol prakticky tiež negatívny. Pri znížení hladiny vody 19,3 m pod terén bola výdatnosť

Tabuľka 1. Skúšky a rozbory z vrtu S–1 (Číž)

Hĺbka vrtu m	Výdatnosť l . min^{-1}	mg . l^{-1}				
		Cl^-	Br^-	J^-	HCO_3^-	odparok
4,45	–	–	–	0,99	–	–
25,0	0,96	–	–	–	–	–
32,0	–	403,3	0,82	–	297,5	1,471
49,55	1,5	–	–	–	–	–
56,40	1,6	340,4	0,80	0,70	279,3	1,457
74,00–114,00	nepatr.	–	–	–	–	–

Tabuľka 2. Rozbory z vrtu S–3 (Číž)

Hĺbka vrtu v m	mg . l^{-1}		
	Cl^-	J^-	SO_4^{2-}
38,3 – 40,3	393,8	0,469	1 089,0
40,3 – 42,3	609,0	0,466	598,5
44,3 – 46,3	603,4	0,452	881,5
50,1 – 52,1	861,5	0,700	974,0

9,0 l.min^{-1}; teplota vody 11 °C a obsah J^- 0,3—0,5 mg.l^{-1}. Výsledky stanovenia niektorých prvkov uvádza tabuľka 2.

V rokoch 1952—53 sa v okolí Číža (obr. 1) v rámci prieskumu ropy uskutočnili 3 vrty (V. Cílek 1954; J. Janáček 1957). Vrt Cakov-1, hlboký 412 m, prevŕtal oligocén a navŕtal triasové vápence. Na vrte sa pri čerpacích skúškach nedosiahol prítok vody. Vrt Cakov-2 zasiahol v podloží oligocénu tvoreného slienitými pieskovcami a piesčitými ílmi egeru (do 724 m), piesčitými slienitými ílmi rupelu (do 812 m) verfénske bridlice (do 837 m). Na tomto vrte bol z pórovitej polohy v hĺbke 408—413 m nepatrný prítok jódo-brómovej slanej vody ($Cl^- = 14,9$ g.l^{-1}) s M = 27,8 g.l^{-1} a obsahom $J^- = 60$ mg.l^{-1}. Túto vodu považujeme za typ matečnej živičnej vody, ktorá priteká do studne Hygiea a ktorá bola zistená aj v ďalšom vrte Cakov-36 (J. Janáček 1957). V tomto vrte, hlbokom 177 m, bol z dislokačného pásma v hĺbke 80—95 m zistený prítok eruptujúcej uhličitej minerálnej vody. J. Janáček (1957) odhadoval výdatnosť prítoku pri erupcii na 2—4 l.s^{-1}. Neskoršie výdatnosť prítoku klesla pod 0,5 l.min^{-1}. Bola to jódobrómová slaná uhličitá voda ($Cl^- = 6,7$ g.l^{-1}) s M = 20,6 g.l^{-1}, obsahom $J^- = 27,5$ mg.l^{-1} a $CO_2 = 1,8$ g.l^{-1}. Podľa J. Janáka (in J. Janáček 1957) je to primárna voda naftového typu, metamorfovaná v uzavretom systéme voda-hornina s prírodným CO_2.

Na tieto práce nadviazali podľa odporúčania J. Janáčka (1957) prieskumné práce V. Struňáka (1965). Uskutočnili sa dva prieskumné vrty, BC-1 a BC-2, a jeden zachytávací vrt V-36 (obr. 1).

Vrt BC-1 situovaný v blízkosti studne Hygiea na čížsky zlom bol hlboký 201 m. V celom vrte boli zistené iba minimálne prítoky, ktoré V. Struňák charakterizuje ako priesaky zo stien. Stúpanie hladín pri skúškach v rôznych hĺbkach nebolo za 24 hod. väčšie než 2 m. V úseku 30—90 m bola obyčajná voda so zvýšeným obsahom

chloridov a alkalických kovov. Minerálna voda s obsahom J^- v rozsahu 3,0—6,8 $mg.l^{-1}$ bola zistená až v hĺbke 110—201 m. Obsahy charakteristických prvkov z vrtu uvádza tabuľka 3. Vrt je považovaný za negatívny.

Tabuľka 3. Rozbory z vrtu BC–1 (Číž)

Hĺbka vrtu v m	$mg.l^{-1}$		
	Cl^-	J^-	Br^-
30,0	102,0	0	0
80,0	43,0	0	0
90,0	185,0	–	0,25
110,0	1 217,0	3,0	8,0
120,0	1 848,0	6,0	9,0
135,0	1 926,0	5,6	8,0
140,0	1 498,0	3,4	4,0
150,0	1 046,0	2,8	8,0
160,0	1 055,0	3,6	6,5
170,0	2 202,0	6,0	3,0
180,0	564,0	1,6	2,0
190,0	2 693,6	6,8	15,0
201,0	1 352,5	3,6	16,0

Vrt BC-2 situovaný sz. od kúpeľov na chanavský zlom bol hlboký 110 m. Kvantitatívne a kvalitatívne výsledky vrtu boli podobné ako z vrtu BC-1. Obsahy charakteristických prvkov z vrtu uvádza tabuľka 4. Vrt je tiež považovaný za negatívny.

Tabuľka 4. Rozbory z vrtu BC–2 (Číž)

Hĺbka vrtu v m	$mg.l^{-1}$		
	Cl^-	J^-	Br^-
70,0	3 242,0	8,6	9,0
80,0	1 552,0	2,3	4,5
90,0	857,0	0,9	0,8
100,0	99,0	0,2	0,5
110,0	1 069,0	1,1	10,0

Vrt V-36, hlboký 110 m, bol situovaný v mieste naftového prieskumného vrtu Cakov-36, aby zachytil ním zistenú minerálnu vodu. V hĺbke približne 75 m boli zistené prítoky preplynenej minerálnej vody. Výdatnosť prítoku z vrtu Cakov-36 oproti 2—4 $l.s^{-1}$ ako ju odhadol J. Janáček (1957), dosiahla len asi 0,5 $l.min^{-1}$ a po vystrojení vrtu klesla na 0,25 $l.min^{-1}$. Z vrtu vyteká uhličitá slaná jódo-brómová voda s $M = 24,7\ g.l^{-1}$, obsahom $J^- = 22,5\ mg.l^{-1}$ a $CO_2 = 2,8\ g.l^{-1}$.

Obsahy charakteristických prvkov uvádza tabuľka 5. Vrt je považovaný za pozitívny, je zavretý.

Tabuľka 5. Rozbory z vrtu V–36 (Číž)

Hĺbka vrtu v m	mg . l^{-1}			
	Cl^-	J^-	Br^-	CO_2
41,0	2 320,0	8,5	32,0	631,4
61,0	1 722,0	7,0	18,0	1 450,0
80,0	1 934,0	4,7	5,0	650,0
92,0	5 908,0	26,0	55,0	2 350,0
110,0	6 486,0	25,0	2,5	2 300,0
76–110 (vystrojený úsek)	6 765,0	22,5	24,0	2 800,0

V. Struňák (1965) po zhodnotení vrtov s nepatrnými prítokmi súdi, žeby mohol vzniknúť názor o malej vodnej kapacite čížskej hydrogeologickej štruktúry. Nebolo by ho však možno považovať za jednoznačný, nakoľko sa predpokladá prítok vôd z väčších hĺbok po netesnostiach zlomov v miestach ich križovania. Preto v súlade s J. Janáčkom (1957) odporúča uskutočniť hlboký vrt až do podložia oligocénu, ktorým by sa zistili všetky horizonty minerálnej vody. Takýto vrt odporúča aj A. Porubský (1973) na základe zhodnotenia prieskumných a geofyzikálnych (P. Beránek—J. Hricko 1968) prác.

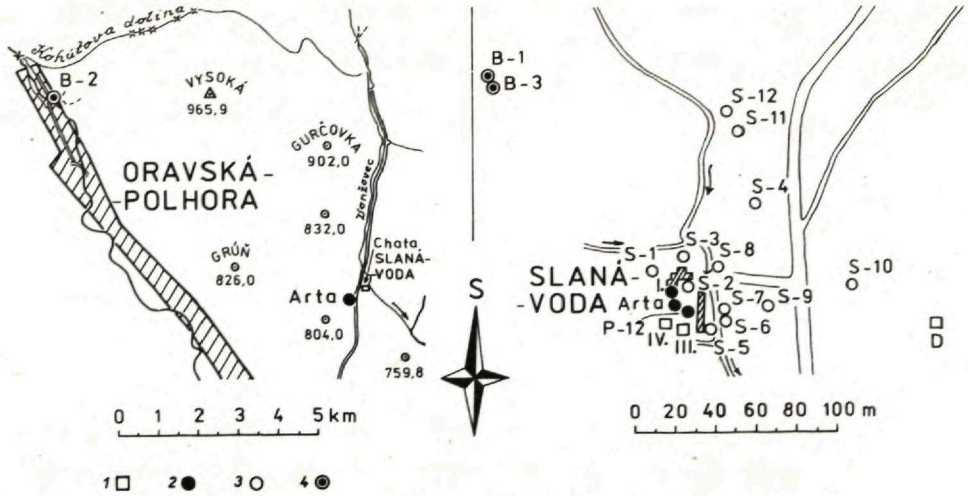
Oravská Polhora

O. Hynie (1963) pri opise lokality Oravská Polhora uvádza, že sú tam početné kopané a vŕtané sondy a studne. Väčšina z nich má soľanku zmiešanú s vodou presakujúcou z povrchu. Ďalej uvádza, že štyrmi blízkymi vŕtanými studňami bol zistený vlastný soľankový obzor v hĺbke okolo 30 m s využiteľnou výdatnosťou okolo 2,5 $l.min^{-1}$. Pri ďalšom vŕtaní nebol až do najväčšej dosiahnutej hĺbky vyše 100 m zistený hlbší soľankový obzor.

Vody sa vyskytujú v bystrickej jednotke magurského príkrovu (B. Lešku—A. Porubský 1965). Vyvierajú z belovežských vrstiev (prevažne ílovce) vytvárajúcich antiklinálne pásmo obklopené zlínskymi vrstvami (prevažne ílovce). V podloží belovežských vrstiev sú solánske vrstvy (babohorské pieskovce). Voda zo zdroja Václav (vrt P-12) je veľmi silno mineralizovaná ($M = 41{,}65\ g.l^{-1}$), výrazného nátriovo-chloridového ($S_1(Cl) = 94$) a slabo uhličitého, metánovo-dusíkového typu ($CO_2 = 313\ mg.l^{-1}$, $CH_4 = 61$ a $N_2 = 37$ % z celkového objemu nekyslých plynov), pričom obsahuje 13,68 $mg.l^{-1}$ J^- a 135,56 $mg.l^{-1}$ Br^- (O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975). Teplota vody sa pohybuje okolo 6—8 °C.

Približný obraz o výdatnosti prameňa minerálnej vody podáva posudok J. Šplíchala z r. 1921. Z poklesu hladiny o 83 cm pri čerpaní a zo stúpnutia hladiny po čerpaní o 11 cm v cisterne (nádrži — šachte IV), dlhej a širokej 5,5 m a hlbokej 12 m, bol vypočítaný prítok v množstve 3 $l.min^{-1}$ (obr. 2). Autor posudku však uvádza, že táto hodnota je vysoká, lebo voda už 3 roky nebola odčerpávaná, hovorí o existencii 6 nádrží, pričom v nádrži IV. bolo vŕtané do hĺbky 36 m.

V odčerpanej vode J. Šplíchal stanovil odparok pri 180 °C v hodnote 32,65 $g.l^{-1}$, J^- a Br^- v množstvách 6,17 a 67,0 $mg.l^{-1}$. Ďalej uvádza, že v analýzach Kalmana



Obr. 2 Situácia zdrojov a prieskumných objektov v Oravskej Polhore
1 — šachtové studne; 2 — vŕtané studne; 3 — prieskumné sondy; 4 — prieskumné hydrogeologické vrty

a Gläsera uverejnených v r. 1899 (v časopise Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, 19, 1899, str. 443—446) je udaný J^- a Br^- v množstvách 41,15 a 111,53 $mg.l^{-1}$. Spolu s týmito analýzami sú uverejnené aj výsledky staršieho rozboru od E. Thana, v ktorom je udaný J^- a Br^- v množstvách 22,11 a 70,08 $mg.l^{-1}$.

Ďalšie vrty uskutočnila firma Artézia v r. 1934—35 (obr. 2). V studni Arta hlbokej 52 m bol zistený prítok minerálnej vody z pieskovcovej lavice v hĺbke 30,2—30,6 m. O vrte I., hlbokom 101 m nie sú známe údaje o mieste prítoku minerálnej vody. Spojený je so šachtou II.

V r. 1941—43 boli odvŕtané sondy 1—12 (obr. 2). V sonde 1, hlbokej 96 m, sa v hĺbke 90,2 m prejavili silné erupcie CH_4. Ostatné sondy sú hlboké 6,5—18 m. Výsledky prác z tohto obdobia sú zhrnuté v správe L. Fabiana z r. 1947. Správa obsahuje aj údaje zo starších šácht (nádrží) a vrtov (tab. 6). Okrem šácht (nádrží) I—IV sú v správe uvedené staršie šachty A, B, C, D. L. Fabian uvádza, že šachty pravdepodobne slúžili ako zberne na doplnenie nedostatku vody v kúpeľoch (tab. 6). V blízkosti prv uvedených objektov (vo výverovej oblasti) sa nachádza iba šachta D. Ostatné sú severne od výverovej oblasti.

Údaje zo správy L. Fabiana použil pri vypracovaní hydrogeologického posudku O. Hynie (1951). Z posudku sme použili údaje o mineralizácii vôd z jednotlivých zdrojov (tab. 6). Chemické rozbory minerálnych vôd z vrtu Arta a šácht I, II, III a IV vykonal v rokoch 1933—1934 V. Veselý a z ostatných zdrojov v rokoch 1941—1943 J. Buchtala.

Mapovacie práce kvôli bližšiemu poznaniu geologickej stavby územia vykonal a prieskumné práce navrhol F. Chmelík (1958 a, b). Na overenie tektonickej stavby povrchových vrstiev a starších prác odporúčal realizovať plytký vrt s maximálnou hĺbkou 120 m.

Tabuľka 6. Údaje z technických prác v Oravskej Polhore

Názov zdroja Rok realizácie	Hĺbka zdroja m	Hĺbka I. horizontu m	Hĺbka II. horizontu m	Hlad. vody pod terénom m		Výdatnosť $l \cdot min^{-1}$	Mineralizácia $g \cdot kg^{-1}$	J^-	Br^-
				1942	1947			$mg \cdot kg^{-1}$	
Šachta III. 1860 – 1921	16	–	–	1,56–2,04	0,73	–	42,31	23,7	st.
Šachta IV. 1860 – 1921	12	–	–	0,65	0,77	–	2,93	0,71	st.
Vrt Arta 1934 – 1935	52	30,2–30,6	–	–	0,53	1,73	41,6	–	–
Vrt I. 1934 – 1935	101	–	–	2,65	0,56	1,43	41,0	14,75	st.
Sonda č. 1 1941	96	–	–	–	0,99	–	1,5	0,52	2,18
Sonda č. 2 1941	18	1,6	8,0 – 8,6	1,25	0,91	0,046	1 – 2	I. 0,32 II. 0,54	I. 1,43 II. 5,07
Sonda č. 3 1942 – 1943	11	–	8,96– 9,35	1,92	0,96	–	3	–	–
Sonda č. 4 1942 – 1943	12,2	1,4–3,8	11,0 –11,7	1,18	–	16,6?	0,5 – 1,0	I. 0,005 II. 0,011	–
Sonda č. 5 1941	12,6	2,9–3,8	11,8 –12,1	–	–	0,015	0,5 – 4,0	I. 0,078 II. 1,27	I. – II. 6,03
Sonda č. 6 1942 – 1943	8,5	3,2–3,4	8,0 – 8,2	0,97	0,21	0,05	1,0	I. 0,010 II. 0,012	–

Tabuľka 6 – pokračovanie

Názov zdroja Rok realizácie	Hĺbka zdroja m	Hĺbka I. horizontu m	Hĺbka II. horizontu m	Hlad. vody pod terénom m		Výdatnosť $l \cdot min^{-1}$	Mineralizácia $g \cdot kg^{-1}$	J^-	Br^-
				1942	1947			$mg \cdot kg^{-1}$	
Sonda č. 7 1942 – 1943	10	3,22–3,50	9,3–9,5	1,21	0,22	–	1,0 – 2,0	I. 0,133 II. 0,507	I. – II. 2,46
Sonda č. 8 1942 – 1943	8,2	1,5–2,0	7,5–7,7	+0,03	0,17	0,31	0,5 – 3,0	I. 0,006 II. 0,69	I. – I. 1,76
Sonda č. 9 1942 – 1943	6,5	0,8–1,5	6,0–6,5	0,63	–	2,63?	0,5	I. 0,009 II. 0,002	–
Sonda č. 10 1942 – 1943	10,1	1,7–1,9	9,3–9,5	2,14	–	0,034	0,5	I. 0,024 II. 0,006	–
Sonda č. 11 1942 – 1943	6,6	3,1–3,2	–	1,11	1,33	–	0,01	I. 0,006 II. –	–
Sonda č. 12 1942 – 1943	9,5	4,0–4,4	8,8–9,1	0,62	–	–	0,06	I. – II. 0,047	–
Šachta A pred 1941	4,2	–	–	–	0,09	–	–	3,71	19,59
Šachta B pred 1941	12,0	–	–	0,8	0,32	0,4 preliv	–	0,73	5,14
Šachta C pred 1941	6,1	–	–	–	1,45	–	–	0,030	0,96
Šachta D pred 1941	100,0	–	–	5,82	4,31	11,4	–	0,012	–

V r. 1959 bol realizovaný 105 m hlboký vrt B-1 (F. Chmelík 1959). Výsledky priebežných čerpacích skúšok z vrtu sú uvedené v tabuľke 7. Prítoky vôd nie sú závislé na väčších tektonických poruchách.

Tabuľka 7. Údaje z vrtu B–1 (Oravská Polhora)

Hĺbka vrtu m	Výdatnosť $l.s^{-1}$	$mg.l^{-1}$		
		Na	Cl^-	J^-
7,6	7,8	717,3	1 550,0	0,038
12,8	15,0	–	–	–
24,0	3,6	3 045,0	7 715,2	44,8
60,3	0,6	4 624,0	9 812,0	52,8
92,0	30,0	10 700,0	18 380,0	96–109,7
105,0	4,8	14 110,0	23 528,0	125,5

V závere zhodnotenia vrtu B-1 F. Chmelík odporúča realizovať stredne hlboký vrt B-2 (cca 800 m) mimo výverovej oblasti (v antiklinálnom pásme Kohútovho potoka) — na križovatke Polhoranky a cesty k píle v Oravskej Polhore (obr. 2). Vŕtať sa začalo v r. 1960 a skončilo sa v hĺbke 665,40 m v r. 1965. Výsledky čerpacích skúšok v priebehu vŕtania sú v tabuľke 8 (M. Dovolil 1960, A. Porubský et al. 1964, B. Lešku—A. Prubský 1965). V tej istej tabuľke sú uvedené aj výsledky čerpacej skúšky na vrte P-12. Údaje o tomto vrte prvýkrát uvádza správa A. Porubského et al. (1963). Údajne bol odvŕtaný v priebehu druhej svetovej vojny do hĺbky 51 m. Čerpacia skúška sa na vrte konala preto, lebo sa ukázala spojitosť medzi vrtmi B-2 a P-12 (pri vtláčaní tamponážnej ílovej zmesi do vrtu B-2 v hĺbke 450 m začal na vrte P-12 výron plynov a preliv slanej vody). Mineralizácia vody v priebehu čerpacej skúšky klesla z 45,22 na 44,69 $g.l^{-1}$ a obsah Br^- z 30,0 na 20,0 $mg.l^{-1}$.

Jediné presne zistené miesto prítoku slanej vody do vrtu B-2 je v poruchovom pásme v hĺbke 355 m. Z tejto hĺbky nastal z vrtu preliv vody preplynenej CH_4, v množstve 5,4 $l.min^{-1}$. Vo vrtných jadrách z hĺbky 354,0—354,8 m boli zistené stopy tekutej živice. Výrony CH_4 boli zistené počas ďalšieho vŕtania v hĺbkach 357,5 a 360,64 m. V závere správy autori odporúčajú preskúmať hlbšie štruktúry priamo vo výverovej oblasti vrtom hlbokým vyše 1400—1800 m.

V r. 1968 boli na troch zdrojoch vykonané dlhodobé čerpacie skúšky (J. Orvan 1968). Mali za cieľ získať hodnoverné údaje o kvantitatívno-kvalitatívnych vlastnostiach vôd. Skúšky boli vykonané na zdrojoch Oľga (vrt I), Ľudmila (vrt Arta) a Václav (vrt P-12). Hodnotené sú len výsledky z Oľgy a Ľudmily (Václav sa pri niekoľkokrát opakovanej skúške asi za 2 hodiny vyčerpal — sací kôš bol v hĺbke 30,6 m; tab. 9).

O zdrojoch minerálnej vody v Oravskej Polhore vypracoval štúdiu M. Klago v r. 1970. Mala zhodnotiť predchádzajúce prieskumné práce, stav zdrojov minerálnych vôd a navrhnúť ďalšie prieskumné práce. Uvádza zdroje: vrty I, Arta, P-12, šachty

Tabuľka 8. Údaje z vrtu B–2 (Oravská Polhora)

Por. číslo čerp. skúšky	Skúšaný úsek vrtu m	Hladina vody m		Výdatnosť l . min^{-1}		$\frac{Cl^-}{J^-}$ mg . l^{-1}	
		pred čerpaním	na konci čerpania	na začiatku čerpania	na konci čerpania	na začiatku čerpania	na konci čerpania
5	274,4–450,0	0,025	101,5	99	5,34	–	–
6	315,0–450,0	0,02	cca 100	31,2	4,98	–	–
7	450,0–505,0	0,02	cca 80	30	5,76	–	–
8	550,0–656,0	–	cca 155,5	24	13,32	$\frac{920}{5,0}$	$\frac{17,8}{0}$
9	550,0–656,0	0,028	46,25	28,2	7,8	$\frac{1496}{6,5}$	$\frac{1062}{5,5}$
10	0,0–550,0	–	174,0	35,76	6,06	$\frac{1138}{7,5}$	$\frac{2018}{4,5}$
1	18,53–64,6	–	20,63	93	15	$\frac{3,0}{—}$	$\frac{30,0}{0,06}$
2	18,53–115,0	–	52,39	180	15	$\frac{51}{0,08}$	$\frac{62}{0,1}$
3	189,4–261,0	–	120,0	6	1,02	$\frac{18,0}{0,005}$	$\frac{18,0}{0,006}$
4	274,4–361,6	–	–	34,8	2,58	$\frac{—}{—}$	$\frac{2685}{10,4}$
Údaje z vrtu P–12							
–	0,0–36,6	0,15	34	16,8	0,1	$\frac{28\,000}{21,0}$	$\frac{27\,000}{23,0}$

Tabuľka 9. Údaje z dlhodobých čerpacích skúšok (Oravská Polhora)

Zdroj	Počet dní	Ustálená hladina m	Ustálená Q $l \cdot min^{-1}$	Ustálené mg . l^{-1}		Doporučené odoberať
				odparok	J^-	
Oľga (vrt I)	45,5	77–79	2,4	44.800–45.740	12,0–16,4	7,8 l . min^{-1} počas 8 hod., 16 hod. prestávka
Ľudmila (vrt Arta)	26,3	6,6–6,7	6,0	18.410–21.260	–	nepretržite 6 l . min^{-1}

Tabuľka 10. Údaje z vrtu B–3 (Oravská Polhora)

Por. číslo čerp. skúšky	Skúšaný úsek vrtu m	Hladina vody m		Výdatnosť l . min^{-1}		Mineralizácia g . l^{-1}	J^- mg . l^{-1}
		pred čerp.	na konci čerp.	na zač. čerp.	na konci čerp.	na konci čerp.	na konci čerp.
1	15,77 – 20,0	0,27	4,9	–	8,22	2,21	0,70
2	21,30 – 40,0	0,00	4,0	29,4	10,20	21,26	5,5
3	21,30 – 60,0	0,00	3,0	24,0	18,00	20,11	5,6
4	67,40 – 76,0	+0,65	4,0	6,6	4,5	23,07	8,5
5	67,4 – 100,0	+0,80	4,0	7,2	3,6	18,75	7,5
6	67,4 – 105,0	+0,80	12,0	–	10,8	9,09	3,59
Dlhodobá skúška po vystrojení vrtu (62 dní)							
7	31,25 – 86,8	0,00	11,92	66,0	6,6	13,90	4,0

III, IV, V a vrt B-1. Doporučuje nahradiť prieskumný vrt B-1 ťažobným vrtom B-3 (hĺbka 100 m) a na spojnici vrtov I a Arta realizovať vrt B-4 (hĺbka 50 m).

Vrt B-3, hlboký 105 m, sa uskutočnil v r. 1970—71 (M. Klago 1971). Údaje z čerpacích skúšok realizovaných v priebehu vŕtania a z dlhodobej skúšky po vystrojení vrtu sú uvedené v tabuľke 10. V poruchových pásmach v hĺbkach 67—72 m a 93—105 m neboli zistené zvýšené prítoky vôd.

Nakoľko začiatočné čerpané množstvá vody postupne klesali, autor odporúča odoberať z vrtu 30 l . min^{-1} počas 8—10 hodín (pričom maximálne zníženie nesmie presiahnuť 8,0 m) so 48 hodinovou prestávkou. Podobne ako v štúdii z r. 1970, autor v závere doporučuje realizovať už uvedený ďalší vrt a likvidovať staré nevyužívané zdroje.

Charakteristika vôd jednotlivých oblastí

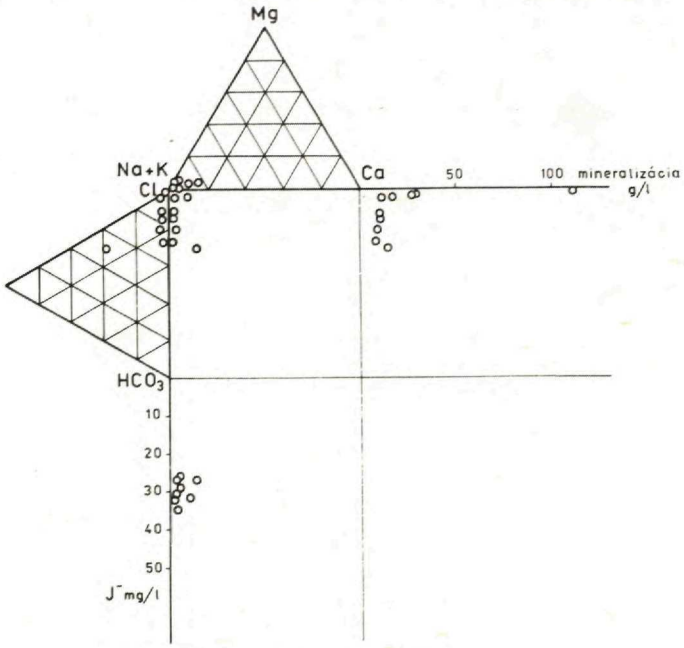
Čsl. naftové doly odkryli vody, v ktorých prevyšuje obsah J^- nad 5 mg . l^{-1}. Zhodnotil ich L. Svoboda—Z. Králová (1963), Z. Králová (1965), B. Řezáč (1962, 1963) a K. Malatinský—V. Struňák—M. Klago (1970). Vody s obsahom J^- nad

25 mg.l^{-1} zhodnotil O. Franko—M. Michalíček (1975). Prieskumnými vrtmi na ropu a zemný plyn boli teda na Slovensku zistené vody, ktoré nielenže toto kritérium dosahujú, ale ho aj prevyšujú.

Vody viedenskej panvy

Jódo-brómové vody boli odkryté prakticky na všetkých skúmaných ropo-plynonosných štruktúrach: Brodské, Borský Jur, Cunín, Suchohrad, Gajary, Gbely, Hlboké, Jakubov, Kúty, Láb, Lozorno, Petrova Ves — Štefanov, Smolinské, Studienka, Šaštín, Vysoká a Závod.

Chemická charakteristika jódo-brómových vôd viedenskej panvy je celkom monotónna (obr. 3). Vody sú typove chlorido-sodné, druhou hlavnou zložkou je predovšetkým hydrogén-uhličitan sodný, v ojedinelých prípadoch chlorid vápenatý. Len obsah hydrogén-uhličitanov dosahuje v niektorých vodách nad 10 mval %. Na štruktúre Kúty, ale i Gbely, Smolinské, Studienka, Šaštín, Štefanov, Závod a ďalších štruktúrach v moravskej časti viedenskej panvy (R. Květ 1971) sa stretávame so zvýšenými obsahmi síranov (2,5—5,5 g.l^{-1}) vo vodách karpatu, lanzendorfskej série a bádenu. Zloženie ložiskových plynov i rozpustených plynov je celkom jednotné.



Obr. 3 Durovov graf chemizmu vôd viedenskej panvy

Plyny sú metanové s premenlivým obsahom gazolinických uhľovodíkov, ale obsah vyšších plynných uhľovodíkov etánu až butanu je celkom konštantný. Obsahom kyslých plynov nepatria jódo-brómové vody ani k uhličitým, ani k sírovodíkovým vodám. Na rozdiel od chemického zloženia je mineralizácia vôd značne premenlivá,

Tabuľka 11. Jódo-brómové vody viedenskej panvy

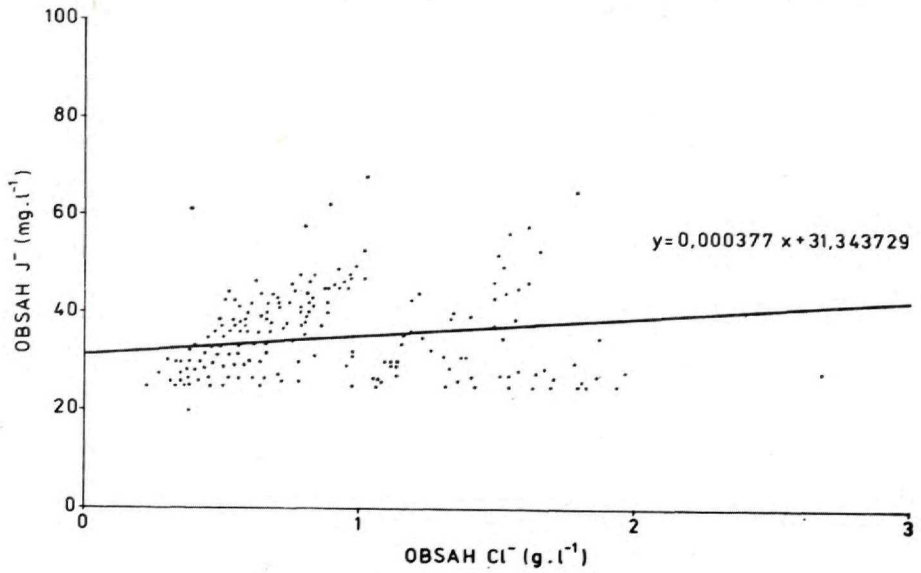
Lokalita (počet rozborov)		Vek kolektorov	Hĺbka kolektorov m	Typ akumulácie	Mineralizácia $g \cdot l^{-1}$ od – do	J $mg \cdot l^{-1}$ od – do	Br $mg \cdot l^{-1}$ od – do	Typ plynu
Brodské	(1)	sarmat	545 – 546	plyn	7,2	25,0	–	CH_4
	(47)	báden	809 – 1205	plyn, ropa	7,13 – 14,50	25,0 – 46,4	28,0 – 98,6	
	(10)	lanzendorf. séria	906 – 1612	ropa	6,96 – 17,64	26,0 – 67,9	–	
	(3)	karpat	1320 – 1920	plyn	7,60 – 11,87	26,0 – 38,7	–	
Borský Jur	(1)	báden	1055 – 1061		11,64	31,7	40,1	CH_4
	(4)	karpat	3132 – 3449		16,25 – 18,29	26,0 – 31,1	19,6 – 26,4	
Cunín	(16)	egenburg	690 – 1068	ropa	8,83 – 15,88	26,0 – 43,1	32,6 – 63,6	CH_4
	(10)	flyš	900 – 1251	ropa, plyn	6,92 – 17,54	26,0 – 47,6	16,5 – 86,3	
Gbely	(21)	sarmat	149 – 305	ropa, plyn	7,7 – 10,4	25,0 – 30,0	–	CH_4
	(11)	báden	242 – 521	ropa	8,9 – 9,93	25,0 – 33,0	24,8 – 37,1	
	(3)	lanzendorf. séria	409 – 490	plyn	9,49 – 9,87	29,8 – 32,4	24,9 – 33,4	
	(10)	karpat	499 – 1530	–	5,5 – 10,30	25,0 – 33,5	26,2 – 35,6	
Hlboké	(1)	karpat	195 – 205	–	17,47	46,9	–	
Jakubov	(1)	sarmat	1061 – 1063	plyn	25,95	37,4	–	CH_4
	(3)	báden	1124 – 1879	–	26,36 – 30,77	26,0 – 65,0	42,3	
	(1)	karpat	1904 – 1906	–	30,17	25,0	–	
Kúty	(3)	sarmat	967 – 1434	–	7,30 – 8,00	25,0 – 33,0	30,3 – 32,5	CH_4
	(10)	báden	1552 – 2253	plyn	10,84 – 20,19	26,6 – 42,5	21,1 – 70,9	
	(4)	lanzendorf. séria	534 – 2134	–	8,71 – 13,43	27,3 – 36,2	24,7 – 37,1	
	(7)	karpat	610 – 1015	–	8,57 – 10,47	26,6 – 29,5	22,3 – 30,0	
Láb	(4)	sarmat	635 – 668	plyn	17,0 – 19,0	25,0 – 30,0	59,6 – 59,9	CH_4
	(24)	báden	1099 – 1536	plyn	14,3 – 31,9	25,0 – 52,6	52,5 – 52,9	
	(6)	lanzendorf. séria	1482 – 1666	plyn so st. ropy	25,5 – 32,9	25,0 – 35,0	–	
	(1)	karpat	1560 – 1562	–	21,2	30	–	
	(1)	mezozoikum	2573 – 2673	–	108,75	31,7	49,4	
Lozorno	(4)	báden	1500 – 1633	–	21,73 – 25,55	27,3 – 34,9	–	CH_4

Tab. 11-pokračovanie

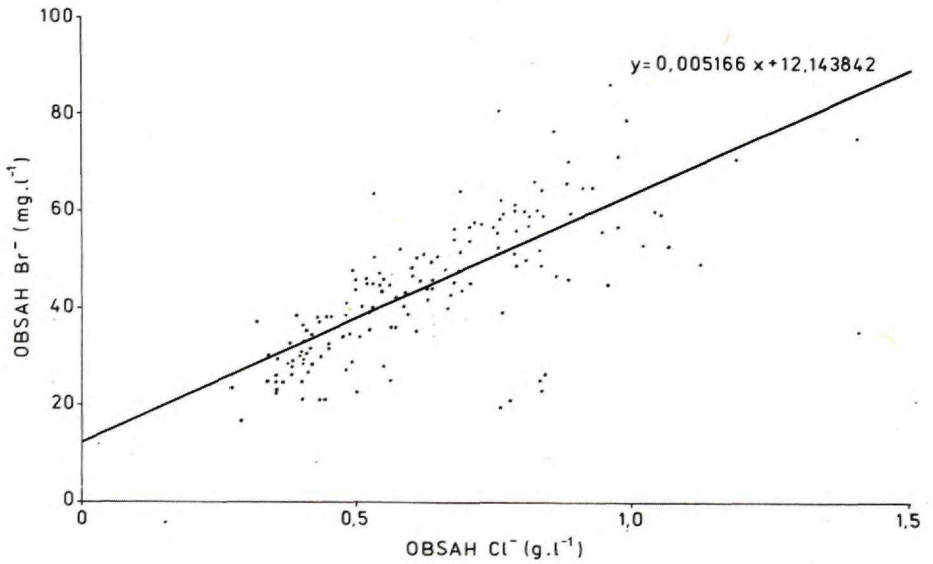
Lokalita (počet rozborov)	Vek kolektorov	Hĺbka kolektorov m	Typ akumulácie	Mineralizácia $g.l^{-1}$ od – do	J $mg.l^{-1}$ od – do	Br $mg.l^{-1}$ od – do	Typ plynu
Malacky (2)	sarmat	879 – 917	plyn	14,1 – 17,21	29,0 – 30,0	45,1	CH_4
(1)	báden	1078 – 1079	plyn	23,0	40,0	–	
(1)	lanzendorf. séria	2358 – 2360	stopy ropy	44,8	28,0	–	
Smolinské (1)	báden	1073 – 1075		9,3	25,0	–	CH_4
(3)	karpat	727 – 1273		10,13 – 12,86	26,6 – 34,3	21,0 – 35,8	
Suchohrad (5)	sarmat	925 – 1072	plyn	19,09 – 22,76	29,8 – 38,7	–	CH_4
(11)	báden	1219 – 1728	–	20,59 – 27,56	28,2 – 57,7	–	
(2)	lanzendorf. séria	1717 – 2107	–	27,84 – 31,50	27,1 – 27,9	–	
Gajary (6)	sarmat	910 – 1159	plyn	16,90 – 19,34	26,0 – 34,9	56,8	CH_4
Studienka (1)	sarmat	678 – 682	plyn	11,32	26,6	45,6	CH_4
(22)	báden	793 – 1483	plyn	9,99 – 17,98	27,3 – 52,7	27,2 – 79,1	
(30)	lanzendorf. séria	1225 – 1640	plyn, ropa	8,99 – 15,07	28,5 – 43,8	22,7 – 80,8	
(1)	karpat	2022 – 2025	–	10,24	26,6	29,5	
Šaštín (1)	báden	1067 – 1071		11,49	30,4	46,7	CH_4
Štefanov (7)	sarmat	253 – 276	ropa	6,1 – 8,4	25,0 – 30,0	–	CH_4
(2)	báden	440 – 648	ropa	14,19	26,0 – 33,0	–	
(7)	karpat	670 – 911	ropa, plyn	9,86 – 13,50	25,0 – 30,0	–	
(2)	egenburg	638 – 861	ropa	12,50 – 12,90	25,0 – 30,0	–	
Petrova Ves (1)	lanzendorf. séria	607 – 610	–	11,5	25,0	–	CH_4
Vysoká (2)	sarmat	781 – 920	plyn	19,18 – 19,20	29,2 – 33,6	49,3	CH_4
(7)	báden	1281 – 1479	plyn	19,00 – 29,14	26,0 – 39,3	21,6 – 75,3	
(1)	lanzendorf. séria	1970 – 1974	–	32,7	25,0	–	
Závod (1)	sarmat	615 – 633	plyn	14,16	41,2	51,2	CH_4
(23)	báden	1280 – 1546	ropa, plyn	9,30 – 14,89	29,2 – 50,1	25,2 – 66,1	
(13)	lanzendorf. séria	1298 – 1617	–	9,23 – 15,30	27,6 – 42,5	23,3 – 53,7	
(4)	karpat	1630 – 2004	–	10,00 – 13,67	25,0 – 44,2	–	

podobne i obsah sledovaných charakteristických zložiek. Napríklad mineralizácia kolíše v rozmedzí 5,5—108,7 $g.l^{-1}$, jodidy 25—98,6 $mg.l^{-1}$ (tab. 11). Z tabuľky vidno, že za jódo-brómové možno považovať vody celého neogénneho profilu.

Nakoľko maximum hydrogeochemických informácií je z ropo-plynonosných



Obr. 4 Závislosť Cl:J vo vodách viedenskej panvy



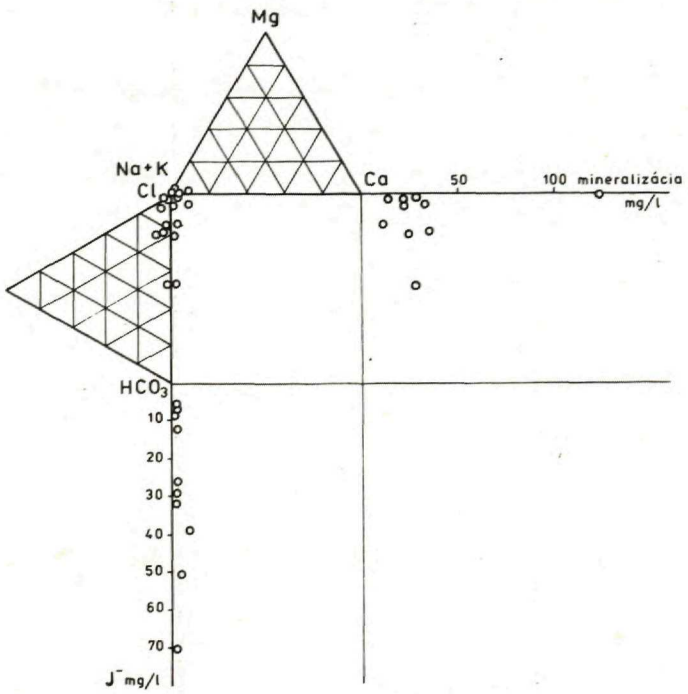
Obr. 5 Závislosť Cl:Br vo vodách viedenskej panvy

štruktúr, uvádzame či sú vody v styku s plynnými alebo kvapalnými živicami, alebo či tento predpoklad styku platí aspoň pre geologickú minulosť. Tento údaj podmieňuje využiteľnosť jódo-brómových vôd na liečebné účely (po ich oddelení od obsahu organických látok; J. Benda et al. 1978). Vody produktívnych štruktúr musia predovšetkým zákonite obsahovať väčšie alebo menšie množstvo kvapalných alkánov, cykloalkánov, aromátov i organických kyselín (nafténové, humínové, mastné kyseliny), fenolov a i. Údaje o ich reálnych obsahoch však chýbajú.

Obsah jodidov na rozdiel od obsahu bromidov, nie je geneticky závislý na salinite synsedimentárnych vôd (G. M. Valjaško 1965, G. Rittenhouse 1967, M. Michalíček 1970). Br^- je kritériom biogénnej aktivity, intenzity pochodov premeny organickej hmoty hornín (predovšetkým na ropu), nepriamym kritériom hydrogeologickej zatvorenosti štruktúry. Priebeh závislosti obsahu Cl^- a J^- hodnotených vôd je znázornený na obr. 4 a závislosť Cl^- a Br^- na obr. 5. Index korelácie, ktorý charakterizuje tesnosť uvedenej závislosti je v prípade Cl:J veľmi nízky (0,196), a naopak v prípade Cl:Br omnoho vyšší (0,721).

Vody podunajskej panvy

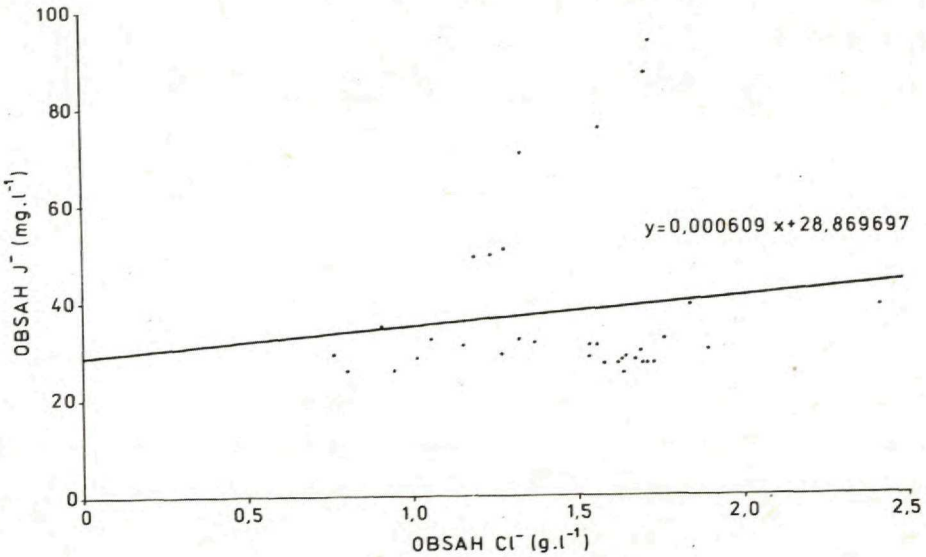
Oblasť podunajskej panvy je na jódo-brómové vody podstatne chudobnejšia než oblasť panvy viedenskej. V tom sa odráža jej podstatne menšia živičná produktívnosť



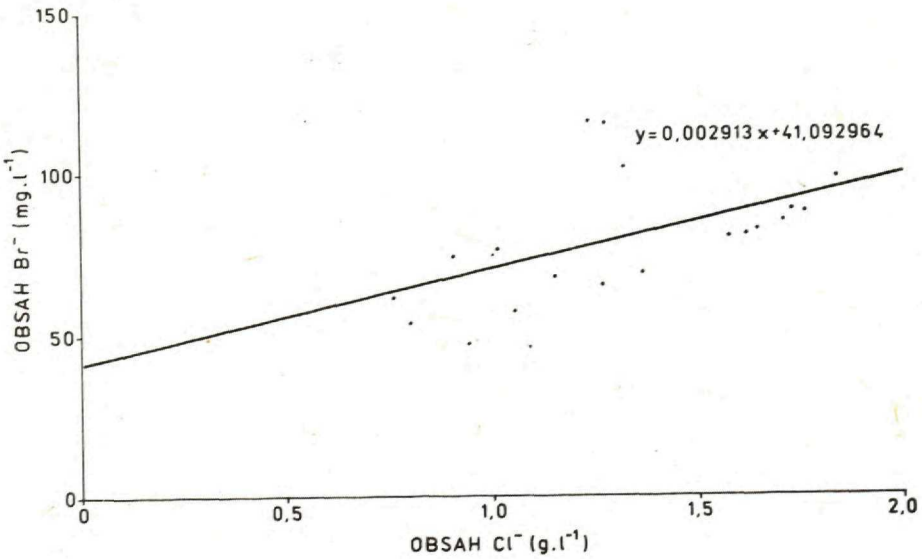
Obr. 6 Durovov graf chemizmu vôd podunajskej panvy

Tabuľka 12. Jódo-brómové vody podunajskej panvy

Lokalita (počet rozborov)	Vek kolektorov	Hĺbka kolektorov m	Typ akumulácie	Mineralizácia g . l^{-1} od – do	J mg . l^{-1} od – do	Br mg . l^{-1} od – do	Typ plynu
Báhoň (6)	báden	1432 – 2035	–	27,60 – 32,74	25,3 – 30,0	–	CH_4
Kolárovo (1)	báden	2659 – 2669	–	126,42	29,6	564,4	
Madunice (1) (1)	báden báden	1195 – 1201 1207 – 1210	plyn –	23,01 13,92	31,7 26,0	68,9 53,8	CH_4 z. aglut. CH_4
Modrany (1)	paleogén	2327 – 2335	–	32,79	39,3	98,3	–
Nižná (3)	báden	1845 – 1901	plyn	12,68 – 45,43	28,6 – 32,3	61,7 – 101,6	CH_4 z. aglut.
Nová Vieska (1) (1) (7)	panón báden lanzendorf. séria	452 – 456 1351 – 1361 1440 – 2520	– – –	23,82 39,60 23,16 – 32,63	70,4 38,7 28,5 – 93,3	– – –	CH_4 CH_4 CH_4
Suchá (1)	báden	2068 – 2080	–	21,13	32,3	57,2	CH_4
Špačince (3) (1)	báden trias-karpat	1824 – 2615 2700 – 3484	plyn –	19,03 – 31,64 19,10	27,3 – 34,9 26,0	68,0 – 80,6 47,1	CH_4 z. aglut. CH_4
Trakovice (5)	báden	932 – 1115	plyn	27,04 – 29,82	27,3 – 32,3	79,9 – 88,4	$CH_4 - CO_2$ z. aglut.
V. Kostolany (2)	báden	1873 – 1918	plyn	22,06 – 22,25	49,5 – 50,7	115,1 – 115,8	CH_4
Vištuk (1)	báden	1723 – 1728	–	22,52	29,2	65,4	CH_4
Bernolákovo (1)	sarmat	1302 – 1303		36,03	12,0	–	$CO_2 - N_2$
Cífer (1)	báden (Sp. c.)	1533 – 1543		25,73	8,2	–	$N_2 - CO_2$
Diakovce (1)	báden (R. b.)	2793 – 2802		11,94	6,9	–	CH_4 (CO_2 20 %)
Sereď (1)	báden (Sp. c.)	1078 – 1087		28,88	5,7	26,8	CO_2



Obr. 7 Závislosť Cl:J vo vodách podunajskej panvy



Obr. 8 Závislosť Cl:Br vo vodách podunajskej panvy

i perspektívnosť. Zistené akumulácie plynov sú často akumuláciami plynov nehorľavých (N_2, N_2—CO_2, CO_2—N_2 na štruktúre Trakovice, Ivánka, Sereď, Cífer, Bernolákovo). Akumulácie ropy neboli zatiaľ odkryté. Na rade štruktúr nedosiahli obsahy jódu koncentráciu 25 $mg.l^{-1}$. Jódo-brómové vody boli zistené na štruktúrach (vrtoch) Báhoň 1, Kolárovo-3, Madunice-1, 3, Modrany-2, Nižná-5, N. Vieska-1, Suchá-3, Špačince-5, Trakovice-2, 4, 8, Veľké Kostolany-1, Vištuk-2 (tab. 12).

Vody sú typove chloridosódne (obr. 6). Ich $NaCl^-$ — charakter je ešte vyhranenejší ako u jódo-brómových vôd viedenskej panvy. Ani v jednom prípade nedosiahla koncentrácia HCO_3^- alebo SO^{2-} 10 mval %. Rozsah koncentrácie sledovaných zložiek je podobný ako ich obsah vo vodách viedenskej panvy. Mineralizácia kolíše od 13,9 do 126,4 $g.l^{-1}$, obsah J^- od 25 do 93,3 $mg.l^{-1}$ a pod. V ložiskových i rozpustených plynoch je prevažujúcou zložkou metán. Vyššie uvedené nehorľavé plyny CO_2 a N_2—CO_2 sú sprevádzané ložiskovými jódo-brómovými vodami s obsahom jodidov cca 6—12 $mg.l^{-1}$.

Závislosť obsahu J^- a Br^- na Cl^- je znázornená na obr. 7 a 8. Tesnosť uvedených závislostí je nižšia než vo viedenskej panve. Koeficient korelácie v prípade Cl : J je 0,120 a v prípade Cl : Br 0,524.

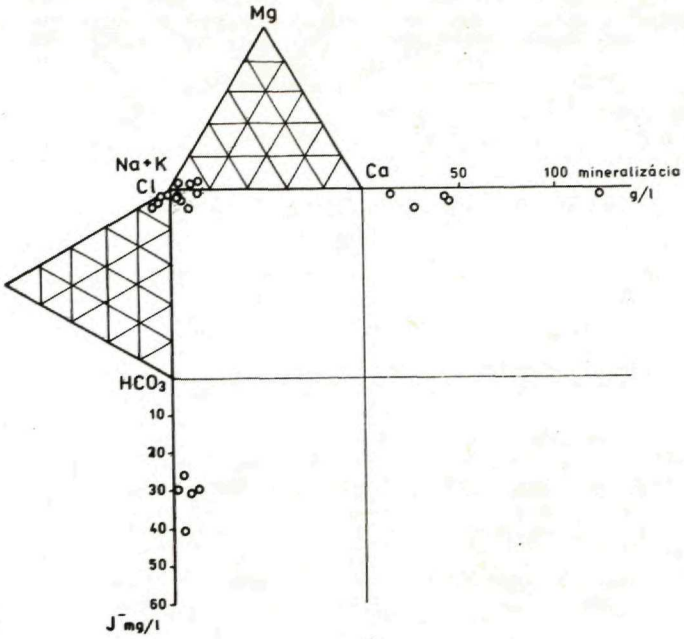
Jódo-brómové vody podunajskej panvy sú viazané prevažne na obzory bádenu. Len na vrte Nová Vieska-1 sú známe i v panóne a lanzendorfskej sérii. M. Michalíček (1964) uvádza, že voda z panónu na tomto vrte je premigrovanou vodou z bádenu, či lanzendorfskej série. V karpate boli jódo-brómové vody zistené len na vrte Madunice-1 a Špačince-5, kde súčasne bol otvorený aj podložný trias. Z paleogénu je známa taktiež jediná jódo-brómová voda, a to z vrtu Modrany-1.

Vody východoslovenskej panvy

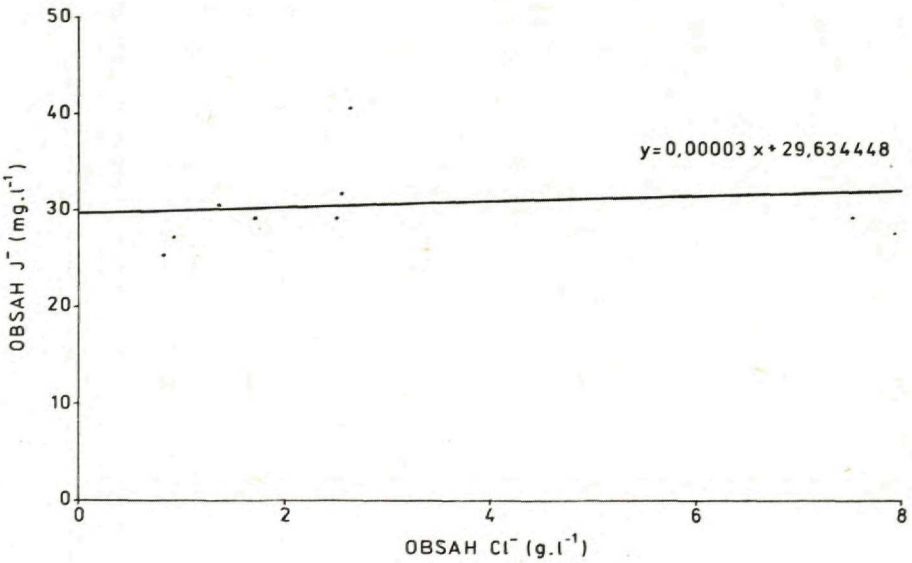
Ešte menej nádejná — z hľadiska výskytu jódo-brómových vôd — než podunajská je panva východoslovenská. Ani v tejto oblasti neboli doteraz odkryté akumulácie ropy. Akumulácia nehorľavého plynu, temer čistého CO_2 bola zistená vrtom Dlhé Klčovo-1 v spodnom bádene a zmiešaný CH_4—CO_2—N_2 plyn na štruktúrach Kecerovské Pekľany a Lastomír. V doteraz preskúmaných oblastiach boli jódo-brómové vody zistené len na plynoproduktívnych štruktúrach Ptrukša (spodný sarmat) a Trhovište (lanzendorfská séria) a neproduktívnym vrtom Kecerovské Pekľany-1 v karpate (tab. 13).

Tabuľka 13. Jódo-brómové vody východoslovenskej panvy

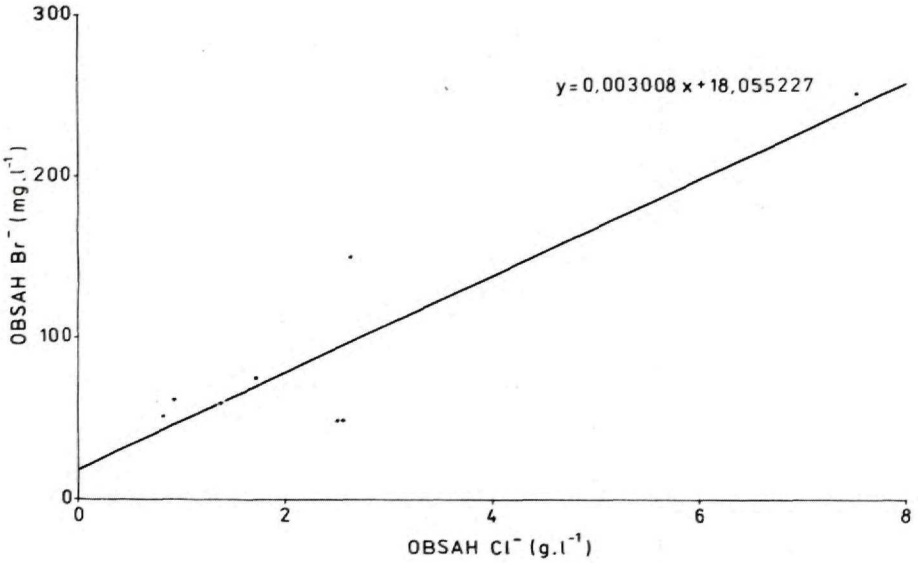
Lokalita (počet rozborov)	Vek kolektorov	Hĺbka kolektorov m	Typ akumulácie	Mineraliz. $g.l^{-1}$ od – do	J $mg.l^{-1}$ od – do	Br $mg.l^{-1}$ od – do	Typ plynu
1	2	3	4	5	6	7	8
Kecerovské Pekľany (3)	karpat	1109–1575	–	27,47–48,09	29,2–40,6	59,5–150,0	
Ptrukša (4)	sp. sarmat	1632–1954	plyn	14,66–43,66	25,4–31,7	48,3– 61,2	CH_4
Trhovište (1)	báden + karpat	2471–2537	plyn	124,13	29,2	252,0	CH_4



Obr. 9 Durovov graf chemizmu vôd východoslovenskej panvy



Obr. 10 Závislosť Cl:J vo vodách východoslovenskej panvy



Obr. 11 Závislosť Cl : Br vo vodách východoslovenskej panvy

Typove sú to vody vyhraneného chloridosódneho typu (obr. 9). Vzhľadom k tomu, že v tabuľke sú zosumarizované údaje len z 8 rozborov, nebudeme ich chemické zloženie bližšie hodnotiť.

Závislosť obsahu J^- a Br^- na Cl^- je znázornená na obr. 10 a 11. Tesnosť týchto závislostí je vo východoslovenskej panve najvyššia. Koeficient korelácie v prípade Cl : J je 0,140 a v prípade Cl : Br 0,894.

Vody juhoslovenskej panvy

V juhoslovenskej oligocénnej panve sú známe už opísané jódo-brómové vody v kúpeľoch Číž a vody navŕtané v jeho okolí vrtmi Cakov-2, Cakov-36 a V-36.

Jódo-brómové vody boli však ešte zistené na lokalite Dolné Plachtince, južne od Modrého Kameňa. Vrtom MV-1 boli v hĺbke 291—414 m zistené minerálné vody s obsahom $J^- = 87{,}5\ mg.l^{-1}$ a $Br^- = 110\ mg.l^{-1}$ (O. Franko—S. Gazda—M. Choma 1967). Voda bola zistená vo vrstvách pieskov a pieskovcov egeru, ktoré sa vyskytujú v slienitých prachovitých íloch až ílovcoch. Vrt bol uskutočnený v r. 1960. Nakoľko voda bola silne preplynená CO_2 ($1426\ mg.l^{-1}$), vrt eruptoval. Erupcia preplynenej vody trvala od 10. 8. do 11. 9. 1960 (O. Franko—S. Gazda 1976). Voda prestala eruptovať buď preto, že vrt nebol zabudovaný (bol to geologický vrt s nezapaženými stenami), takže sa zavalil, alebo preto, že minerálna voda preplynená CO_2 je viazaná na zatvorenú hydrogeologickú štruktúru, takže po „odplynení" prestala eruptovať. Pravdepodobnejšia je druhá možnosť, nakoľko môže ísť o analógiu vrtu Cakov-36. Voda mala teplotu 18,1 °C a počas erupcie z vrtu vytekalo $6\ l.s^{-1}$. Vodu považujeme za reliktnú, nakoľko jej mineralizácia dosahuje

27,56 $g.l^{-1}$, obsah Cl 11,1 $g.l^{-1}$, $S_1(Cl) = 72$ % a koeficient $rHCO_3/rCl$ má hodnotu 0,39. Okrem toho obsahuje prv uvedené množstvá biogénnych prvkov (J^-, Br^-).

Nakoniec treba spomenúť aj blízku lokalitu Želovce (Slatinné kúpele, resp. „Šošár"), kde vyviera viacero prameňov minerálnych vôd (O. Franko—S. Gazda—M. Choma 1967). Na tejto lokalite boli prv miestne vaňové kúpele. Voda sa čerpala z prameňa Slaná voda (kopaná studňa). Voda má mineralizáciu 6,82 $g.l^{-1}$, obsah $Cl = 0{,}86$ $g.l^{-1}$, $S_1(Cl) = 25{,}9$, $A_1 = 19{,}6$, $A_2 = 44{,}8$ a obsah $CO_2 = 0{,}95$ $g.l^{-1}$. Z toho vidno, že pôvodná marinogénna voda je silne degradovaná vodami plytších obehov, jednak v egeri a jednak kvartéri.

Vody flyšového a bradlového pásma

Vo flyšovom pásme sa vyskytujú jódo-brómové vody na už spomínanej lokalite Oravská Polhora. Na výskyt jódo-brómových vôd vo flyšovom pásme poukazujú aj lokality Cígeľka (do 3,43 $mg.l^{-1}$ jodidov) a Bardejov (do 1 $mg.l^{-1}$ jodidov). Tu treba poukázať na skutočnosť, že na lokalitách Cígeľka a Bardejov, na rozdiel od lokality Oravská Polhora, nejde už o vody marinogénneho pôvodu, ale o vody marinogénne a vadózne, t. j. vody pôvodu zmiešaného (HCO_3—Cl—Na-typu). To znamená, že pôvodné marinogénne vody sú už degradované.

Na druhej strane ani vody z oporného vrtu Zboj-1 (M. Zakovič, 1982) s $S_1(Cl)$ v rozmedzí 83,2—91,6 nevykazujú vysoké obsahy jodidov. Vody z úsekov 3887,5—3901,0, 3964,0—3992,5, 4328,5—4351,0 a 4690,0—4724,0 m s mineralizáciou v rozmedzí 50,5—56,1 $g.l^{-1}$ (v jednom prípade 20,9 $g.l^{-1}$) obsahujú J^- v množstve 10,5—16,9 $mg.l^{-1}$ a Br^- v množstve 18,2—34,7 $mg.l^{-1}$.

V bradlovom pásme sa jódo-brómové vody s požadovanými hodnotami jodidov nevyskytujú. Na výskyt týchto vôd všeobecne však poukazujú minerálne vody v kúpeľoch Nosice, ktoré obsahujú 0,17 $mg.l^{-1}$ jodidov.

Vody pásma vnútorných Západných Karpát

V pásme vnútorných Západných Karpát, hlavne však v Spišsko-gemerskom rudohorí a stredoslovenských neovulkanitoch, bolo uskutočnené veľké množstvo vrtov. Ojedinele sa vŕtalo aj vo vnútorných kotlinách. Všeobecne je známe, že hydrogeologické štruktúry v predtreťohornom podloží tohto pásma sú otvorené (poukazujú na to početné vývery minerálnych vôd), takže sa v nich jódo-brómové vody nevyskytujú. Potvrdzuje to i typ chemického zloženia vôd (HCO_3 a SO_4) odokrytých prv uvedenými vrtmi. Hĺbka vrtov sa však väčšinou pohybovala do 2000 m, takže neboli odokryté vody hlbších častí, predovšetkým druhohorných útvarov, v ktorých by sa mohli jódo-brómové vody vyskytovať. Nie je však vylúčený výskyt týchto vôd aj v starších útvaroch, prípadne v kryštalinickom podloží.

Pravdepodobnejší je výskyt týchto vôd v treťohorných sedimentoch vnútorných kotlín. Poukazujú na to hlavne vrty Vlachy-1 v Liptovskej kotline, Š-1 NB Koš v Hornonitrianskej kotline a Lipany-1 v Spišsko-šarišskom medzihorí. Vrtom Vlachy-1 bola v paleogéne v hĺbke 552—556 m zistená Cl—Na voda s mineralizáciou 20 $g.l^{-1}$ a obsahom jodidov 53,9 $mg.l^{-1}$ (R. Květ 1963 in F. Chmelík 1963).

Vrtom Š-1 NB Koš (O. Franko—S. Gazda 1970) bola v paleogéne v hĺbke 803,5—806,7 m zistená Cl—Na voda s mineralizáciou 9,7 $g.l^{-1}$ a obsahom jodidov 19,0 $mg.l^{-1}$. Vrtom Lipany-1 (O. Franko 1979) bola v bazálnom paleogéne v hĺbke 2625,0—2658,0 m zistená Cl—HCO_3—Na-voda s mineralizáciou 8,2 $g.l^{-1}$ a obsahom J^- 14,7 $mg.l^{-1}$ a Br^- 26,7 $mg.l^{-1}$.

Tieto tri prípady poukazujú na možnosti výskytu týchto vôd aj v paleogéne Bánovskej, Žilinskej, Turčianskej kotliny a Skorušiny. Podobne nemožno vylúčiť výskyt týchto vôd ani v neogéne vnútorných kotlín.

Charakteristika perspektívnych štruktúr

Prv než pristúpime k charakteristike hydrogeologických podmienok v jednotlivých štruktúrach perspektívnych pre vyhľadávanie termálnych jódo-brómových vôd, využiteľných nielen na vonkajšiu terapiu, ale i na pitie, doplníme a upresníme predchádzajúce informácie.

Údaje o jódo-brómových vodách pochádzajú prevažne z vyhľadávacích a prieskumných prác, sledujúcich výskyty ropy a zemného plynu. Súčasné poznatky sa preto obmedzujú temer výlučne na elevačné štruktúry. Z depresných častí bazénov sú len ojedinelé údaje z niektorých oporných vrtov. Elevačné štruktúry vo viedenskej panve sú väčšinou produktívne. Negatívne sú početné štruktúry z podunajskej a východoslovenskej panvy. Vzhľadom k sýteniu kolektorov neproduktívnych štruktúr jódo-brómovými vodami sú práve tieto perspektívne pre vyhľadávanie kvalitatívne priaznivejších jódo-brómových vôd i na pitné účely. Preto treba rozhodne zamerať vyhľadávanie jódo-brómových vôd na depresné časti perspektívnych oblastí. Priaznivejšie podmienky pre zaistenie zdrojov v depresných zónach vyplývajú z týchto skutočností:

— Vznik a výskyt jódo-brómových vôd je geneticky spätý s procesmi vzniku a akumulácie živíc. Len hydrogeologická zatvorenosť štruktúr v súčasnosti i v geologickom vývoji oblasti umožňuje zachovať nielen ložiská živíc, ale i jódo-brómových vôd, ktoré predstavujú vlastne ropné vody (ložiskové, okrajové, podostieľajúce ale i vrstevné vody produktívnych štruktúr).

— Pri procese vzniku akumulácie živíc, viazaných vždy na elevačné štruktúry, klesá počas migrácie obsah plynných a kvapalných uhľovodíkov i všetkých organických látok geneticky spätých so živicami so vzdialenosťou od kraja rozhrania voda/ropa, voda/plyn, či so vzdialenosťou od elevačnej štruktúry bez vymedzenej samostatnej akumulácie živíc.

— Vody v depresných častiach panví, pri zachovaní aniónového a katiónového zloženia typického pre vody ropného typu (zvýšené obsahy jodidov, bromidov, bóru, s posunom pomeru k vyšším hodnotám Mg/Ca, Mg/K a znížený obsah, či absencia SO_4), by mali mať relatívne nízky obsah organických látok, zvlášť uhľovodíkov, oproti vodám blízkym rozhraniu voda/ropa, voda/plyn. Určitý pokles obsahu biogénnych zložiek vôd so zväčšujúcou sa vzdialenosťou od rozhrania je taktiež popisovaný.

— Jódo-brómové vody predstavujú prírodné zásoby (statické). Obecne nemožno

predpokladať ich ťažbu samotokom, či už vyvolaným hydrostatickým pretlakom, či plynovým režimom atď. Situácia vyhľadávacích sond v depresnej zóne je preto i z hydrodynamického hľadiska výhodná.

— Aktuálnou úlohou je i dnes budovať plynové zásoby, či už vo vyťažených plynových ložiskách (B. Gottvald a kol. 1972) alebo vo zvodnenom vrte elevačných štruktúr s aktívnym vodným režimom (B. Gottvald a kol. 1973). I táto skutočnosť limituje orientáciu výberu perspektívnych oblastí na depresné časti štruktúr.

Štruktúry vo viedenskej panve

O. Dorda (1973) uvádza, že v celom profile neogénu viedenskej panvy prakticky nejestvujú neproduktívne elevačné štruktúry. Popri akumulácii ropy, ale predovšetkým plynu, bol hlbinným prieskumom i v produktívnych eleváciách zistený rad vodonosných horizontov. Chemické zloženie jódo-brómových vôd je monotónne, neobsahuje žiadne faktory, ktoré by naznačovali preferovanie jedných štruktúr pred druhými. Výnimkou je už uvedený obsah síranov vo vodách niektorých častí štruktúry Kúty a ďalších štruktúr i pravdepodobne zvýšený obsah organických látok, uhľovodíkov, kyselín, fenólov atď. vo vodách naftoproduktívnych štruktúr. Napriek tomu, že údaje o obsahu a zložení organických látok vo vodách chýbajú, orientujeme sa pri výbere perspektívnych oblastí najprv na štruktúry neproduktívne, potom na štruktúry čisto plynoproduktívne s plynmi bez kondenzátu, prípadne s čo najnižším obsahom vyšších uhľovodíkov (kritériom je už obsah etánu; M. Michalíček—V. Procházková—J. Teplý 1974) a nakoniec na štruktúry naftoproduktívne.

Podľa uvedených kritérií možno vo viedenskej panve ako optimálnu označiť južnú časť oblasti, t. j. lábsko-lakšársku eleváciu, plynoproduktívne štruktúry Vysoká, Jakubov, Suchohrad, Gajary, Malacky, Láb (štruktúra Láb má v lábskom obzore menšiu akumuláciu ropy). Perspektívny je i kútsky priekop podľa plynoproduktívnej štruktúry Kúty. Vzhľadom na to, že sú uprednostňované depresné časti panví, považujeme i tu za perspektívnejšiu juhozápadnú depresnú zónu pozdĺž lábsko-lakšárskej elevácie, a nie vlastnú elevačnú štruktúru.

Pre mimoriadny počet piesčitých polôh v profile neogénu (M. Dlabač 1958) uvedieme aspoň údaje o produktívnych pieskoch sarmatu a bližšiu charakteristiku pieskov bádenu.

Údaje o sarmatských pieskoch zo štruktúr Vysoká, Láb a Malacky sú uvedené v tabuľke 14. Ako vidno, priemerná hrúbka piesčitých obzorov na štruktúrach sa pohybuje od 4 do 10 m, pórovitosť okolo 27 %. Obzory pieskov ležia v hĺbke 620—850 m, takže sa rezervoárové teploty vôd podľa priemerného geotermického gradienta 43 °C.1000 m^{-1} (I. Marušiak—I. Lizoň 1975) pohybujú v rozmedzí 34—44 °C.

Celopanvove vyvinutý a najhrubší je tzv. bazálny obzor vrchného bádenu, označený ako lábsky obzor (M. Dlabač 1966). Naň sú viazané prakticky na všetkých elevačných štruktúrach akumulácie plynu, v severnejších častiach panvy akumulácie ropy (ložiská Brodské, Gbely, Štefanov-Petrová Ves). Údaje o kolektoroch bádenu sú z ložísk Vysoká, Láb, Malacky a Kúty (tab. 15). Hrúbka lábskeho

Tabuľka 14. Charakter sarmatských kolektorov (viedenská panva)

Vrt	Stratigrafia	Priemer. hĺbka uloženia od povrchu v m	Hrúbka v m			Kolektor	
			min.	str.	max.	pórovitosť v %	priepustnosť v mD
1	2	3		4		5	6
Vysoká-1	2. sarmat	685	0	9,6	15–20	30	300–2000
Láb	1. sarmat	620	–	5	–	25	nad 200
Láb	2. sarmat	620 – 680	2	7	20	29	200–2000
Malacky	1. sarmat	620	–	8–10	–	25	200–4000
Malacky	6. sarmat	850	2	4	5	25	100– 200

Tabuľka 15. Charakter bádenských kolektorov (viedenská panva)

Vrt	Litologicko-stratigrafické označenie	Priem. hĺbka uloženia od povrchu v m	Hrúbka v m			Kolektor	
			min.	str.	max.	pórovitosť %	priepustnosť mD
1	2	3		4		5	6
Vysoká	báza bádenu hl. piesok + nadložie „g"	1450	0	38,7	80	23,4	50 – 200
	hl. piesok + vyšší vrch báden	1335	1	2,0	5	23,6	až 1700
Láb	a, b, c, – vrch. báden z. bol. bul.	1100 – 1300	0	12	20	25	200 – 1000
	lábsky obzor	1450	5	15	26	20	100 – 500
	litavské útesy	1430	2	23	80	19	20 – 100
Malacky	nadložný 1. báden piesok	1030	0	5	7	25	100 – 200
	1 báden	1050	2	11	14	25	400 – 2000
Kúty	8 plynoproduktívnych pieskov	1395 – 1985	cca 3,5	cca 10	cca24,5	22	pod 100

obzoru je veľmi premenlivá. Na štruktúre Vysoká pieskový lábsky obzor prechádza smerom do podložia bez prerušenia do hrubých pieskov a štrkov lanzendorfskej série, takže celková hrúbka presahuje 500 m. Prvé, málo priepustné súvrstvie v podloží je až v karpate. Litofaciálne pomery z oblasti Vysoká pokračujú bez podstatných zmien v oblasti Suchohrad — Jakubov — Gajary. Najvýraznejšia litofaciálna premenlivosť lábskeho obzoru je v oblasti Lábu. Je to dané prítomnosťou litotamniových útesov v stratigrafickej úrovni tohto obzoru. Hrúbka lábskeho obzoru, pokiaľ je v pieskovom vývoji, nepresahuje 30 m pri priemernej hrúbke 20 m. Naproti tomu litotamniové útesy v oblasti Láb-juh dosahujú hrúbku cez 150 m. V oblasti Závod dosahuje lábsky obzor priemernú hrúbku 25 m. Je v pieskovcovom vývoji, možno v ňom vyčleniť päť samostatných pieskových

obzorov. V oblasti Studienka sa pohybuje celková hrúbka lábskych pieskových obzorov od 10 do 43 m. Z tabuľky 15 vidno, že priemerná hrúbka piesčitých obzorov na štruktúrach sa pohybuje od 5 do 40 m, pórovitosť okolo 23 %. Obzory pieskov ležia v hĺbke 1030—1985 m, takže sa rezervoárové teploty vôd podľa vyššie uvedeného geotermického gradientu pohybujú v rozmedzí 50—90 °C.

Štruktúry v podunajskej panve

Nakoľko v podunajskej panve neboli zistené akumulácie ropy a zemného plynu, môžeme v porovnaní s viedenskou panvou skôr predpokladať možnosť získať jódo-brómové vody vyhovujúce z hľadiska kvality všetkým požiadavkám, t. j., že budú nielen teplé nad 40 °C a budú mať obsah jodidov nad 25 $mg.l^{-1}$, ale budú aj bez väčšieho množstva negatívnych, predovšetkým organických zložiek, takže budú vhodné nielen na kúpanie ale i na pitie.

Najperspektívnejšou sa javí dubnická depresia skúmaná oporným vrtom Nová Vieska-1 (V. Homola et al. 1964). V profile vrtu v obzoroch panónu, bádenu, v zóne aglutinancií a v lanzendorfskej sérii boli zistené jódo-brómové vody s obsahom jódu v rozmedzí 28,5—93,3 $mg.l^{-1}$. I pri neúplnom otvorení obzorov perforáciou (rupel — 2734 m, lanzendorfská séria — 2519—2520 m, 2393—2399 m, 2351—2352 m, 2195—2192 m, 2153—2154 m) boli zistené prelivy vôd s výdatnosťou 10—30 $l.min^{-1}$. Prelivy však rýchle slabli a niekedy prestali i v priebehu jedného dňa. U vyšších obzorov bádenu (2030—2029 m a 1440—1445 m) a obzoru vrchného bádenu zóny aglutinancií (1351—1361 m, 1073—1081 m) bola zistená negatívna piezometrická hladina. Vody bazálnych klastík lanzendorfskej série v hĺbke 2519—2520 m a 2399—2393,5 m sú však silne preplynené metánovým plynom a silne zapáchajú gazolínom. Silne preplynené vody s prítomnosťou metánového plynu sú i vo vyšších obzoroch lanzendorfskej série a vrchného bádenu. Rezervoárová teplota vôd kolíše od 69,9 do 108 °C.

Ďalšia perspektívna štruktúra je v oblasti Veľkých Kostolian v trnavskom zálive. V bádene boli v úseku 1873—1918 m zistené prítoky z dvoch obzorov — obsah jodidov vo vodách 71—72 °C teplých dosahuje 49,5—50,7 $mg.l^{-1}$. Rozpustné plyny sú metánového typu.

Najpriaznivejšie vyvinutá štruktúra v trnavskom zálive je v oblasti Maduníc. Bazálne piesky zóny aglutinancií vrchného bádenu sú vyvinuté v hĺbke 1177—1226 m. Vody sú termálne s teplotou 52 °C a s obsahom jodidov 31,7 $mg.l^{-1}$.

V závere hodnotenia podunajskej panvy možno uviesť, že okrem dubnickej depresie je perspektívny len trnavský záliv.

Štruktúry vo východoslovenskej panve

Jódo-brómové vody s koncentráciou jodidov nad 25 $mg.l^{-1}$, zistené na štruktúrach Ptrukša v spodnom sarmate (4 obzory v hĺbkovom intervale 1632—1954 m) a Trhovište v bádene a karpate (obzor 2471—2537 m) majú vysoký obsah gazolínu (120 g/Nm^3) v metánových plynoch, takže bez úpravy nie sú vhodné pre pitné účely. Kolektory spodného sarmatu na štruktúre Ptrukša (R. Rudinec 1974) tvoria

stredno- až hrubozrnité, slabo spevnené pieskovce, miestami až zlepence s rôznym obsahom tufitického materiálu. Inde sú to jemnozrnné spevnené pieskovce, pomerne silne slienité. Obzory sú skôr šošovkovitého charakteru, pri faciálnej nestálosti majú premenlivú, miestami zhoršenú priepustnosť. Pórovitosť kolíše od 13 do 24 %, s priemerom 18 %; priepustnosť je nízka — dosahuje maximálne niekoľko mD. Rezervoárová teplota vôd sa pohybuje v rozmedzí 94—109 °C.

Kolektorské vlastnosti zvodnených obzorov bádenu a karpatu na štruktúre Trhovište nie sú známe. Rezervoárová teplota vôd dosahuje až 136 °C.

Najpriaznivejšia je štruktúra Kecerovské Pekľany, kde v karpate boli zistené tri zvodnené obzory (1575—1517 m, 1351,5—1356 m a 1109—1114 m). Rezervoárová teplota vôd dosahuje 74—99 °C. Kolektorské vlastnosti obzorov nie sú známe.

Skúmanie perspektívnych štruktúr

So zreteľom na požiadavky nových zdrojov jódo-brómových vôd, t. j. obsahu J^- nad 25 $mg.l^{-1}$, teploty vôd nad 40 °C a množstva vôd nad 3 $l.s^{-1}$, najperspektívnejšou štruktúrou sa javí „jz. depresná zóna pozdĺž lábsko-lakšárskej elevácie". Je to územie o rozlohe približne 75 km^2, ohraničené zhruba obcami Suchohrad—Malé Leváre—Malacky—Láb—Vysoká (viď napr. obr. 1 in K. Bílek 1974). Z regionálne geologického hľadiska (M. Dlabač 1958) ide o monoklinálu medzi lábsko-malackou elevačnou oblasťou a najpoklesnutejšou časťou panve v južnom pokračovaní kútskeho priekopu. Úložné pomery vrstiev sú pomerne pokojné, bez výraznejšieho narušenia zlomami. Z vyššie uvedeného vyplýva, že väčšina piesčitých vrstiev má veľkú plošnú prepojenosť.

Najvhodnejšími kolektormi sú bádenské piesky (M. Dlabač 1966) s priemernou pórovitosťou približne 25 %. Celková hrúbka bádenských piesčitých vrstiev sa pohybuje v rozmedzí 100—650 m, pričom celková hrúbka bádenu, prevŕtaná v hĺbkach 1300—2200 m, dosahuje 900 m. V spodnej časti bádenu je viac-menej súvislý piesčitý komplex v hĺbke 1700—2300 m, s priemernou hrúbkou približne 250 m.

Na základe vyššie uvedených údajov sú vypočítané prírodné zásoby (statické) jódo-brómových vôd tejto oblasti podľa vzťahu

$$Q_{st} = F.m.\mu \qquad (1)$$

kde Q_{st} = prírodné zásoby,
F = plocha oblasti,
m = hrúbka kolektorov,
μ = pórovitosť kolektorov.

Z tabuľky 1b vidno, že len prírodné zásoby v kolektoroch spodnej časti bádenu predstavujú 4,7 miliardy m^3 jódo-brómových vôd. Pre výpočet perspektívneho využiteľného množstva vôd z týchto kolektorov sme použili vzťah

$$Q = 10^6 \frac{kmSF}{at.} \qquad (2)$$

kde Q = perspektívne využiteľné množstvo vôd,
k = koeficient filtrácie,
m = hrúbka kolektorov,
S = zadané zníženie (ku koncu počítanej doby ťažby — 10 m),
F = plocha oblasti,
a = koeficient tlakovej vodivosti,
t = doba ťažby — 30 rokov

Tabuľka 16. Prírodné zásoby jódo-brómových vôd (viedenská panva)

Oblasť jz. depres. zóna	Plocha	Hrúbka	Pórovitosť	Prírodné zásoby
	$F(m^2)$	m	$\mu(\%)$	$Q_{st}(m^3)$
kolektory celého bádenu	75 000 000	350	25	6,5 miliardy
kolektory spodnej časti bádenu	75 000 000	250	25	4,7 miliardy

Uvedený vzťah (N.N. Bindeman—F. M. Bočerev 1964) možno použiť pri hodnotení zásob v územiach, ktoré akoby boli ohraničené prostredím na celej ploche nepriepustným a z ktorých chýbajú hydraulické parametre. Výpočet je uvedený v tabuľke 17. Vidíme, že v priebehu 30 rokov možno ťažiť až do zníženia hladiny vody 10 m pod úroveň terénu na celej ploche asi 16 $l.s^{-1}$ jódo-brómovej vody. Pri požadovanom množstve 3 $l.s^{-1}$ sa doba ťažby pri uvedenom znížení predĺži na približne 150 rokov. Možnosti exploatácie vôd z tejto oblasti, pri výskyte v hĺbkach 1700—2300 m a možnom znížení hladiny vody napr. do 100 m, sú zrejme prakticky neobmedzené. Rezervoárová teplota vôd v hĺbkach 1700—2300 m sa v depresnej zóne podľa geotermického gradientu 33 °C. 1000 m^{-1} pohybuje zhruba v rozmedzí 50—75 °C.

Ku skúmaniu ďalších perspektívnych štruktúr (dubnická depresia v podunajskej panve a Kecerovské Pekľany vo východoslovenskej panve) doporučujeme prikročiť až na základe výsledkov z viedenskej panvy.

Uprednostnenie viedenskej panvy i napriek nie najlepšej kvalite vôd (obsah organických látok — zvlášť uhľovodíkov) je dané praktickými skúsenosťami z využí-

Tabuľka 17. Perspektívne využiteľné množstvo jódo-brómových vôd (viedenská panva)

Oblasť	Koefic. filtrácie	Hrúbka	Zníženie	Plocha	Koef. tlak. vodivosti	Doba ťažby	Ťažené množstvo	Ťažené množstvo
jz. depresná zóna	K	m	S	F	a	t	Q	Q
	$m.deň^{-1}$	m	m	m^2	$m^2.deň^{-1}$	deň	$m^3.deň^{-1}$	$l.s^{-1}$
kolektory spodnej časti bádenu	0,752	250	10	75000000	110 443	10 950	1 364	cca 16

vania podobných vôd v Hodoníne. V zlepencoch egenburgu (4 obzory v hĺbke 223,4—489,0 m) bola vrtom Hodonín-19 zistená voda v množstve 1,5 $l.s^{-1}$, s mineralizáciou asi 10 $g.l^{-1}$, obsahom J^- 20—46 $mg.l^{-1}$ a Br^- 20—40 $mg.l^{-1}$ (L. Svoboda—Z. Králová 1963). S výskumom liečivosti uvedenej vody sa začalo v r. 1953 v hodonínskej nemocnici. Dosiahnuté výsledky podnietili vybudovanie kúpeľného sanatória s 200 posteľami. Pred balneologickým použitím sa z vody odstraňujú organické látky (vyššie uhľovodíky a nafténové kyseliny). Asi 70 % organických zlúčenín sa odstráni gravitačným odlučovačom priamo u zdroja. Táto úprava stačí pre kúpeľnú liečbu. Pre pitnú liečbu sa voda zbavuje zbytkov organických zlúčenín (okrem fulvokyselín) ich sorpciou v parafínovej kolóne. Nakoniec sa voda sterilizuje.

Okrem skúmania vymedzenej oblasti vo viedenskej panve doporučujeme hlbokými vrtmi preskúmať lokalitu Oravská Polhora (prieskum lokality Číž sa v súčasnej dobe dokončuje). Doporučujeme ju preskúmať preto, lebo na lokalite Rabka (sv. od Oravskej Polhory) v Poľsku (J. Dowgiallo—A. Karski—I. Potocki 1969) celková výdatnosť všetkých zdrojov dosahuje 0,45 $l.s^{-1}$ s obsahom J^- v množstve 7—20 $mg.l^{-1}$. Najhlbší vrt Rabka IG-1 dosahuje 966,6 m. Lokalita Rabka leží v synklinále smeru V—Z; táto je vyplnená strednými hieroglyfovými vrstvami, v podloží ktorých sú staršie členy magurského príkrovu. Na susednej lokalite Poręba Wielka boli dokonca zistené prvé termálne jódové vody vo flyšovom pásme. Zachytené sú vrtom Poręba Wielka IG-1, hlbokým 2002,5 m. Pochádzajú z pieskovcov v hĺbke 1797,34—1898,06 m. Výdatnosť voľného prelivu je 3 $l.s^{-1}$, teplota vody 40 °C. Vody sú typu Na—Cl—HCO_3 s mineralizáciou 21,8 $g.l^{-1}$, obsahom J^- 9,1 $mg.l^{-1}$ a Br^- 27 $mg.l^{-1}$. Vrt je situovaný v jz. časti tektonického okna Mszany Dolnej, v ktorom spod útvarov magurského príkrovu vystupujú útvary jednotky sliezskej. Vrtom boli prevŕtané krosnianske vrstvy oligocén-eocén-paleocén kriedového veku do hĺbky 1900 m a pod nimi znovu paleocénneho veku do konečnej hĺbky vrtu.

Z metodického hľadiska doporučujeme v prvej etape realizovať výskumné hlboké vrty. Na nich treba odskúšať všetky perspektívne kolektory. Preto treba použiť bezjadrové vŕtanie s výplachom, systém rotary. Všetky pažnice treba utesniť pozapažnicovou tlakovou cementáciou a kolektory skúšať systémom zdola-nahor. Jednotlivé hydrodynamicky odskúšané kolektory treba oddeľovať cementovými môstikmi. Až po vyhodnotení hlbokých vrtov možno pristúpiť k druhej etape prác — ku prieskumným, prípadne ťažobným vrtom.

Záver

Na Slovensku je naliehavá potreba získať nové zdroje minerálnych liečivých jódo-brómových vôd. Množstvo vody v jediných jódových kúpeľoch (Číž) dosahuje 0,3 $l.min^{-1}$ (obr. 1, tab. 1—5). Množstvo vody na druhej lokalite (Oravská Polhora), využívanej v malých kúpeľoch zničených počas prvej svetovej vojny, dosahuje 3—6 $l.min^{-1}$ (obr. 2, Tab. 6—10). V oboch prípadoch ide o studené vody (6—13 °C), s obsahom J^- v Číži asi 23 $mg.l^{-1}$ a v Oravskej Polhore približne 14 $mg.l^{-1}$.

Územie Slovenska je zhodnotené podľa súčasných požiadaviek Slovakotermy z hľadiska jódo-brómových vôd. Za optimálne zdroje sú považované tie, ktorých vody obsahujú minimálne 25 $mg.l^{-1}$ J^-, majú teplotu 40 °C a viac a ich množstvo dosahuje aspoň 3 $l.s^{-1}$. Vody s vyššie uvedenými parametrami sú viazané na „ropné neogénne terény" — viedenskú, podunajskú a východoslovenskú panvu.

Vo viedenskej panve boli ropnými vrtmi zistené prakticky vo všetkých ropo-plynonosných štruktúrach na lábsko-lakšárskej elevácii (obr. 3—5, tab. 11), v podunajskej panve v dubnickej depresii a trnavskom zálive (obr. 6—8, tab. 12) a vo východoslovenskej panve v štruktúrach Ptrukša, Trhovište a Kecerovské Pekľany (obr. 9—11, tab. 13).

Za najperspektívnejšiu oblasť je považovaná „jz. depresná zóna pozdĺž lábsko-lakšárskej elevácie" vo viedenskej panve (tab. 14, 15). V území zhruba medzi obcami Suchohrad—Malé Leváre—Malacky—Láb—Vysoká o rozlohe približne 75 km^2 je len v kolektoroch spodnej časti bádenu akumulované asi 4,7 miliardy prírodných zásob (tab. 16). Vodu v množstve asi 16 $l.s^{-1}$ možno z tejto nádrže ťažiť v priebehu 30 rokov až do zníženia hladiny vody 10 m pod úroveň terénu (tab. 17) alebo 3 $l.s^{-1}$ v priebehu 150 rokov. Rezervoárová teplota vôd v hĺbkach 1700—2300 m sa pohybuje zhruba v rozmedzí 50—75 °C. Obsah J^- vo vodách ropných vrtov na lábsko-lakšárskej elevácii kolíše v rozmedzí 25—98,6 $mg.l^{-1}$.

Hlbokými vrtmi doporučujeme skúmať nielen túto perspektívnu oblasť, ale aj lokalitu vo flyšovom pásme — Oravskú Polhoru (skúmanie oligomiocénnej lokality Číž sa dokončuje).

Možnosti využitia málo kvalitných vôd viedenskej panvy (obsah organických látok — zvlášť uhľovodíkov) sú dané praktickými skúsenosťami z Hodonína. Vody sa v novom kúpeľnom sanatóriu s 200 posteľami využívajú na kupeľnú liečbu. Možnosti a účinky pitných kúr balneologicky overuje Výskumný balneologický ústav (J. Benda et al. 1978).

Do tlače odporučil R. Květ.

Literatúra

BENDA, J. et al. 1978: Hodonínské jódové minerální vody (Přírodovědecké, technické, experimentální a klinické medicínské studie). Balneologické listy 6, 2, Mariánské Lázně, 1—295.

BERÁNEK, P.—HRICKO, J. 1968: Geoelektrické merania na lokalite Číž-kúpele. Geofond, Bratislava.

BÍLEK, K. 1974: Ložiská ropy a plynu v slovenskej časti viedenskej panvy. Mineralia Slovaca, 6, No 5—6, GP, Spišská Nová Ves, 399—498.

BINDEMAN, N. N.—BOČEREV, F. M. 1964: Regionaľnaja ocenka eksploatacionnych zapasov presnych podzemnych vod. Sovetskaja geologija, 1, 65—78 (in Mavrickij, B. T. et al. 1975: Resursy termaľnych vod SSSR. VSEGINGEO, NEDRA, Moskva, 1—152.

CÍLEK, V. 1954: Geologické poměry širšího okolí lázní Číže na jihovýchodním Slovensku. Rozpr. Čs. Akad. Věd 64, VI, Praha,

DLABAČ, M. 1958: Akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu československé části vnitroalpské vídeňské pánve. Práce ústavu pro naftový výzkum, XI, 42, Brno, 1—126.

DLABAČ, M. 1966: Faciální rozbor lábskeho obzoru. Manuskript-archív ÚÚG, Brno.

DORDA, O. 1973: Studie — 2. část: Souhrnné zpracování všech dosud známých údajů o geol. podmínkách zvodnělých vrstev z hlediska jejich vhodnosti pro výstavbu podzemních zásobníků plynu v ČSSR. Manuskript-archív VÚGI, Brno, 137—138.

DOVOLIL, M. 1960: Hydrogeologický posudek o vrtu B-2 v Oravské Polhoře. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.

DOWGIALLO, J.—KARSKI, A.—POTOCKI, I. 1969: Geologia surowców balneologicznych. Wydawnictwa geologiczne Warszawa, 1—296.

FABIÁN, L. 1947: Súhrn výsledkov hydrologického výskumu v kúpeľoch Oravská Polhora v r. 1941—1943. Manuskript-archív MZ SSR, Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.

FRANKO, O.—GAZDA, S.—CHOMA, M. 1967: Minerálne vody juhoslovenskej uhoľnej panvy. Zbor. geol. Vied, Západné Karpaty, 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169—218.

FRANKO, O.—GAZDA, S. 1970: Hydrogeologické a hydrogeochemické pomery bojnickej vysokej kryhy a nováckej depresie. Geol Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—196.

FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÍČEK, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—230.

FRANKO, O.—MICHALÍČEK, M. 1975: Štúdia o jódo-brómových vodách Slovenska. Geofond, Bratislava.

FRANKO, O.—GAZDA, S. 1976: Hydrogeologické zhodnotenie vrtov MV-1 a VV-5 (in Vass, D. et al. 1976: Geologické výsledky vrtov MV-2, MV-1, VV-1, VV-5 (Ipeľská kotlina). Regionálna geológia Západných Karpát, 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 78—85.

FRANKO, O. 1979: Hydrogeotermálna charakteristika vrtu Lipany-1. Manuskript (in Leško, B.—Nemčok, J. et al. Oporný vrt Lipany-1 (4000 m). Záverečné geologické a naftovo-geologické vyhodnotenie. Geofond, Bratislava.

GOTTVALD, B. 1972: Studie — 1. část: Souhrnné zpracování všech dosud známých údajů o geologických podmínkách ložisek živic z hlediska jejich vhodnosti pro výstavbu podzemních zásobníků plynu v ČSSR. Manuskript-archív VÚGI, Brno.

GOTTVALD, B. 1973: Studie — 2. část: Souhrnné zpracování všech dosud známých údajů o geol. podmínkách zvodnělých vrstev z hlediska jejich vhodnosti pro výstavbu podzemních zásobníků plynu v ČSSR. Manuskript-archív VÚGI, Brno.

HOMOLA, V. et al. 1964: Opěrná vrtba Nová Vieska-1. Práce Výzk. Úst. naft. Dolů, 22, 99, Brno, 7—170.

HYNIE, O. 1951: Hydrogeologický posudek o minerálních pramenech v Oravské Polhoře. Manuskript-archív MZ SSR, Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.

HYNIE, O. 1963: Hydrogeológie ČSSR II., Minerální vody, ČSAV, Praha, 1—800.

CHMELÍK, F. 1958a: Předběžná zpráva o geologických výzkumech Oravské Polhory, se zřetelem na výskyt minerální slané vody. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.

CHMELÍK, F. 1958b: Geologický výzkum Polhoranských koupelí na Oravě. Závěrečná zpráva. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.

CHMELÍK, F. 1959: Geologické a hydrogeologické zhodnocení nárazového vrtu B-1 v kúpelích Oravská Polhora. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.

JANÁČEK, J. 1957: Hydrogeologie a geochemie vývěrů léčivé jódové vody v Číži a okolí. Geol. Práce, Zoš. 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 117—155.

KLAGO, M. 1970: Oravská Polhora — zdroje minerálnej vody. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.

KLAGO, M. 1971: Oravská Polhora — zdroje minerálnej vody — vyhodnotenie vrtu B-3. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.

KRÁLOVÁ, Z. 1965: Dodatek ke zprávě Svoboda, L. — Králová, Z. 1963: Příspěvek k těžebnímu a balneologickému využití hlubinných vod zjištěných při geologickém průzkumu území ČSR na ropu a zemní plyn. Manuskript-archív ÚÚG, Brno.

KVĚT, R. 1963: Hydrogeochemie opěrného vrtu Vlachy-1 (in Chmelík, F. 1963: Opěrná vrtba Vlachy-1. Práce Výzk. Úst. čsl. naftových Dolů, 22, 92, Brno, 58—66).

KVĚT, R. 1971: Zur Genese und Zonenbildung der Tiefenwässer von Erdöl-Feldern im Neogen des tschechoslowakischen Teiles des Wiener Beckens. Geol. Jb. 89, Hannover, 209—250.

LEŠKO, B.—PORUBSKÝ, A. 1965: Ku geológii vrtu B-2 v Oravskej Polhore. Geol. Práce, Zprávy 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—60.

MAHEĽ, M. 1952: Zhodnotenie výskumných prác v Číži z hľadiska hydrogeologického. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.
MALATINSKÝ, K. — STRUŇÁK, V.—REBRO, A.—KLAGO, M. 1970: Výskum minerálnych vôd v tektonických štruktúrach Východoslovenskej nížiny. Manuskript-archív IGHP, Žilina.
MARUŠIAK, I.—LIZOŇ, I. 1975: Výsledky geotermického výskumu v československej časti viedenskej panvy. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 191—204.
MICHALÍČEK, M. 1964: Geochemie hlubinných vod opěrné vrtby Nová Vieska-1 (in Homola, V. et al. 1964: Opěrná vrtba Nová Vieska-1, Práce Výzk. Úst. naft. Dolů, 22, 99), Brno, 108—116.
MICHALÍČEK, M. 1970: K původu chloridosodných solanek v miocénu Trebišovské nížiny. Sborník geol. Věd, ř. HIG, 7, Praha, 107—159.
MICHALÍČEK, M.—PROCHÁZKOVÁ, V.—TEPLÝ, J. 1974: Geochemie plynů vídeňské pánve a Ostravska. Manuskript-archív ÚÚG, Brno.
ORVAN, J. 1968: Hydrogeologické zhodnotenie dlhodobých čerpacích skúšok na zdrojoch slanej jódo-brómovej minerálnej vody Oravská Polhora — Slaná Voda. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.
PORUBSKÝ, A. et al. 1963: Predbežné zistenie tektonických pomerov a chemizmu vôd v hlbších častiach antiklinálneho pásma Kohútovej doliny — Oravská Polhora. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.
PORUBSKÝ, A. 1973: Zhodnotenie doterajších prieskumov žriedelnej lokality Číž so zameraním na prognózu výskytu minerálnych vôd. Manuskript-archív Čsl. št. kúpeľov Číž.
REMANE, A. 1958: Die biologischen Grenzen Meer — Süsswasser und Meer-Land. Geol. Rundschau, 47, 1, Stuttgart, 11—24.
RITTENHOUSE, G. 1967: Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 51, 12, Tulsa, Oklahoma, 2430—2440.
RUDINEC, R. 1974: Ložiská uhlovodíkov vo východoslovenskom neogéne. Manuskript-archív ÚGF, Brno.
ŘEZÁČ, B. 1962: Zákonitosti geneze a výskytu jódo-bromových vod Ostravska a některých částí vnitroalpské pánve. Manuskript-archív ÚÚG, Praha.
ŘEZÁČ, B. 1963: Odhad prognózních zásob hlubinných jodo-bromových vod a jodu ve vodách čsl. částí vnitroalpské pánve. Manuskript-archív ÚÚG, Praha.
ŘÍHA, M. 1960: Číž — prieskum prameňov, Geochemická mapa 1:1000. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.
STRUŇÁK, V. 1965: Prieskum minerálnych vôd Číž — kúpele. Geofond, Bratislava, 1—45.
SVOBODA, L.—KRÁLOVÁ, Z. 1963: Příspěvek k těžebnímu a balneologickému využití hlubinných vod zjištěných při geologickém průzkumu území ČSR na ropu a zemní plyn. Manuskript-archív ÚÚG, Brno.
ŠPÍCHAL, J. 1921: Poloha a geologické poměry okolí lázní v Polhoře. Manuskript-archív MZ SSR — Inšpektorát kúpeľov a žriediel, Bratislava.
VALJAŠKO, M. G. 1956: Geochimija broma v processach galogeneza i ispoľzovanie soderžanija broma v kočestve genetičeskogo i poiskogo kriterija, Geochimija 6, Moskva, 570—589.
ZAKOVIČ, M. (1982): Hydrogeologické zhodnotenie vrtu Zboj-1 (in Ďurkovič, T.—Koráb, T.—Rudinec, R. et al.: Hlboký štruktúrny vrt Zboj-1, Regionálna geológia Západných Karpát, 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Ondrej Franko—Miroslav Michalíček

Iodine-bromine waters of Slovakia

Summary of Slovak text

There is an urgent necessity for new resources of mineral curative iodine-bromine waters in Slovakia. In Číž — the only iodine spa, the water amount ranges to 0,3 $l.min^{-1}$ (Fig. 1, Tables 1—5). In Oravská Polhora — a small spa, destroyed in World War I, the water amount is up to 3—6 $l.min^{-1}$ (Fig. 2, Tables 6—10). In both localities are cold waters (6—13 °C) with J^- content approx. 23 $mg.l^{-1}$ in Číž, and approx. 14 $mg.l^{-1}$ in Oravská Polhora.

The Slovak territory is estimated in respect of the Slovakoterma's demand for iodine-bromine waters. Optimal sources are those with the minimum J^- content 25 $mg.l^{-1}$, temperature 40 °C and more, and the minimum amount 3 $l.s^{-1}$. Such waters are in „oil-bearing Neogene regions" like the Vienna Basin, the Podunajská panva and the Východoslovenská panva (Danube Basin and East-Slovakian Basin).

Oil wells in the Vienna Basin revealed such waters in practically all oil-gas-bearing structures on the Láb-Lakšár elevation (Fig. 3—5, Table 11), in the Podunajská panva (basin) — in the Dubnica depression and in the Trnava „bay" (Fig. 6—8, Tab. 12), and in the Východoslovenská panva (basin) in the structures Ptrukša, Trhovište and Kecerovské Pekľany (Fig. 9—11, Tab. 13).

The „SW depressional zone of the Láb-Lakšár elevation" is regarded as the most prospective area in the Vienna Basin (Tab. 14, 15). In the area among the villages Suchohrad—Malé Leváre—Malacky—Láb—Vysoká extending on about 75 sq kms, only in aquifers of the lower part of the Badenian approximately 4,7 milliard l of natural reserves (Table 16) are accumulated. The amount of approximately 16 $l.s^{-1}$ can be taken from this reservoir for 30 years until the drawdown reaches 10 m below land surface (Table 17), or the amount of 3 $l.s^{-1}$ — in the course of 150 years. The reservoir temperature of water at the depth 1700—2300 m ranges from 50 to 75 °C. The J^- content in waters of oil wells on the Láb-Lakšár elevation varies between 25 and 98,6 $mg.l^{-1}$.

It is recommended to investigate by deep drilling not only the prospective region but also the locality Oravská Polhora in flysch belt (the study of the Oligomiocene locality Číž will be accomplished soon).

Possible exploitation of waters of the Vienna Basin of not the best quality (because of the content of organic matter — especially hydrocarbons) is given by experience from Hodonín. The waters are used for curative purposes in a new sanatorium with 200 beds. The effects of drinking cures are now being tested in the Institute of balneology (J. Benda et al. 1978).

Explanations of text figures

Fig. 1 Situation of sources and exploring devices in Číž
1 — well; 2 — exploratory sounds; 3 — exploratory hydrogeological wells; 4 — oil wells; 5 — oil and hydrogeological wells
Fig. 2 Situation of sources and exploratory devices in Oravská Polhora
1 — pit wells; 2 — drilled wells; 3 — exploratory sounds; 4 — exploratory hydrogeological wells
Fig. 3 Durov's graph of chemical composition of waters of Vienna Basin
Fig. 4 Cl/J ratio in waters of Vienna Basin
Fig. 5 Cl/Br ratio in waters of Vienna Basin
Fig. 6 Durov's graph of chemical composition of waters of Podunajská panva (basin)
Fig. 7 Cl/J ratio in waters of Podunajská panva (basin)
Fig. 8 Cl/Br ratio in waters of Podunajská panva (basin)
Fig. 9 Durov's graph of chemical composition of waters of Východoslovenská panva (basin)
Fig. 10 Cl/J ratio in waters of Východoslovenská panva (basin)
Fig. 11 Cl/Br ratio in waters of Východoslovenská panva (basin)

Tables

Table 1 Tests and analyses of water from borehole S-1 (Číž)
Table 2 Analyses of water from borehole S-3 (Číž)
Table 3 Analyses of water from borehole BC-1 (Číž)
Table 4 Analyses of water from borehole BC-2 (Číž)
Table 5 Analyses of water from borehole V-36 (Číž)
Table 6 Results of technological operations in Oravská Polhora
Table 7 Data from borehole B-1 (Oravská Polhora)
Table 8 Data from borehole B-2 (Oravská Polhora)
Table 9 Results of long pumping tests (Oravská Polhora)
Table 10 Data from borehole B-3 (Oravská Polhora)
Table 11 Iodine-bromine waters in Vienna Basin
Table 12 Iodine-bromine waters of Podunajská panva (basin)
Table 13 Iodine-bromine waters of Východoslovenská panva (basin)
Table 14 Character of Sarmatian aquifers (Vienna Basin)
Table 15 Character of Badenian collectors (Vienna Basin)
Table 16 Natural reserves of iodine-bromine waters (Vienna Basin)
Table 17 Prospective exploitable reserves of iodine-bromine waters (Vienna Basin)

Translation: E. Jassingerová

Ондрей Франко и Мирослав Михаличек

Йодо-бромистые воды Словакии

Резюме

Чрезвычайно важно обнаружить в Словакии новые источники йодо-бромистых вод. В единственном курорте (Чиж), где имеются йодистые воды, дебит их достигает 0,3 л . мин$^{-1}$ (рис. 1, табл. 1–5). Количество воды, используемое в небольшом курорте (Оравска Полгора), разрушенном во время первой мировой войны, достигает 3–6 л . мин$^{-1}$ (рис. 2, табл. 6–10). В обоих случаях воды холодные (6–13 °C), содержание J^- в курорте Чиж около 25 мг . л$^{-1}$, в Оравской Полгоре около 14 мг . л$^{-1}$.

Оценка территории Словакии в отношении наличия йодо-бромистых вод производится согласно требованиям предприятия Словакотерма. Оптимальными считаются те источники, которые содержат минимум 25 мг . л$^{-1}$ J^-, имеют температуру в 40 °C и более, дебит по крайней мере 3 л . с$^{-1}$. Такие воды находятся в связи с «неогеновыми нефтеносными районами» – Венским, Подунайским и Восточно-Словацким бассейнами.

Воды, о которых идет речь, были констатированы практически во всех скважинах нефтегазовых структур: в Венском бассейне – в лабско-лакшарском поднятии (рис. 3–5, табл. 11), в Подунайском бассейне – в дубницкой депрессии и на трнавском участке (рис. 6–8, табл. 12), в Восточно-Словацком бассейне – в структурах Птрукша, Трговище и Кецеровские Пекляны (рис. 9–11, табл. 13).

Наиболее перспективной областью считается «юго-западная пониженная зона лабско-лакшарского поднятия» в Венском бассейне (табл. 14,15). В районе, расположенном между селениями Сухоград – М. Леваре – Малацки – Лаб – Высока, площадь которого равняется приблизительно 75 км^2, в коллекторах нижней части бадена сосредоточено около 4,7 млрд. природных запасов (табл. 16). Они могут поставлять около 16 л . с$^{-1}$ в течение 30 лет до понижения уровня воды на 10 м под уровень земной поверхности (табл. 17) или же 3 л . с$^{-1}$ в течение 150 лет. На глубине 1700–2300 м температура воды резервуара колеблется в пределах 50–75 °C. В водах нефтескважин лабско-лакшарского поднятия содержится от 25 до 98,6 мг . л$^{-1}$ J^-.

Мы рекомендуем исследовать при помощи глубоких буровых скважин не только перспективную область, но и местность в флишевой зоне – Оравскую Полгору (изыскания в олиго-миоценовом пункте Чиж в настоящее время подходят к концу).

Возможность использовать воды Венского бассейна, качество которых не является наилучшим (содержание органических веществ, в частности углеводородов), выяснена практическими испытаниями в г. Годонин. В новом курортном санатории с 200 койками воды используются для ванн. Бальнеологический исследовательский институт изучает возможность и действие питья и ингаляции этой воды (Я. Бенда и др. 1978).

Пояснения к рисункам

Рис. 1 Местоположение источников и исследовательских устройств в курорте Чиж
1 – колодец; 2 – разведочные зонды; 3 – разведочные гидрогеологические скважины; 4 – нефтескважины; 5 – нефтяная и гидрогеологическая скважина
Рис. 2 Местоположение источников и исследовательских устройств в курорте Оравска Полгора
1 – колодезные шахты; 2 – буровые колодцы; 3 – разведочные зонды; 4 – разведочные гидрогеологические буровые скважины
Рис. 3 График Дурова химизма вод Венского бассейна
Рис. 4 Отношение Cl : J в водах Венского бассейна
Рис. 5 Отношение Cl : Br в водах Венского бассейна
Рис. 6 График Дурова химизма вод Подунайского бассейна
Рис. 7 Отношение Cl : J в водах Подунайского бассейна
Рис. 8 Отношение Cl : Br в водах Подунайского бассейна
Рис. 9 График Дурова химизма вод Восточно-Словацкого бассейна
Рис. 10 Отношение Cl : J в водах Восточно-Словацкого бассейна
Рис. 11 Отношение Cl : Br в водах Восточно-Словацкого бассейна

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 4, s. 135—178, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava,1982

Ondrej Franko—Michal Zakovič—Dušan Bodiš

Minerálne vody Zvolenskej pahorkatiny

21 obr. v texte, anglické a ruské resumé

Obsah

Úvod 136
Všeobecná hydrogeologická charakteristika územia 136
Vody medzi Čačínom a Čerínom 138
Vody medzi Čerínom a Dolnou Mičinou 146
Vplyv erupcie vrtu ČEM-1 na okolie 149
Genéza chemického zloženia vôd v oblasti Čačín—Čerín—Dolná Mičiná 150
Vody v oblasti Lieskovec—Lukové—Zolná 152
Vody v okolí Zvolena 152
Genéza chemického zloženia vôd v oblasti Zvolen—Lieskovec—Zolné—Lukové 156
Začlenenie skúmaných vôd medzi minerálne vody Sliačskej kotliny 159
Diskusia o vzťahu erupcie vrtu ČEM-1 k minerálnym vodám v kúpeľoch Sliač 162
Diskusia o režime minerálnych vôd v kúpeľoch Sliač 164
Záver 169
Literatúra 170
Anglické resumé 172
Ruské resumé 175

Résumé. Les auteurs exposent les résultats des recherches sur les eaux minérales froides à gaz carbonique de la région montuense de Zvolen (Slovaquie centrale). Afin d'étudier les eaux on a levé des cartes hydrogéologiques, gazométriques et thermométriques, effectué des mesures géophysiques (gravimétrie, VES, SP, VR, VPV) implanté des forages, pratiqué des essais de pompage. Sur le terrain, on a déterminé la teneur en gaz et observé le régime des eaux. Les données quantitatives et qualitatives obtenues doivent contribuer à la prospection des eaux minérales de table. Les eaux en question sont rapportées à celle de la dépression de Sliač. On a également envisagé les problèmes de la protection des eaux curatives naturelles des villes d'eau de Sliač et do Kováčová.

RNDr. O. Franko, CSc., RNDr. M. Zakovič, RNDr. D. Bodiš, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

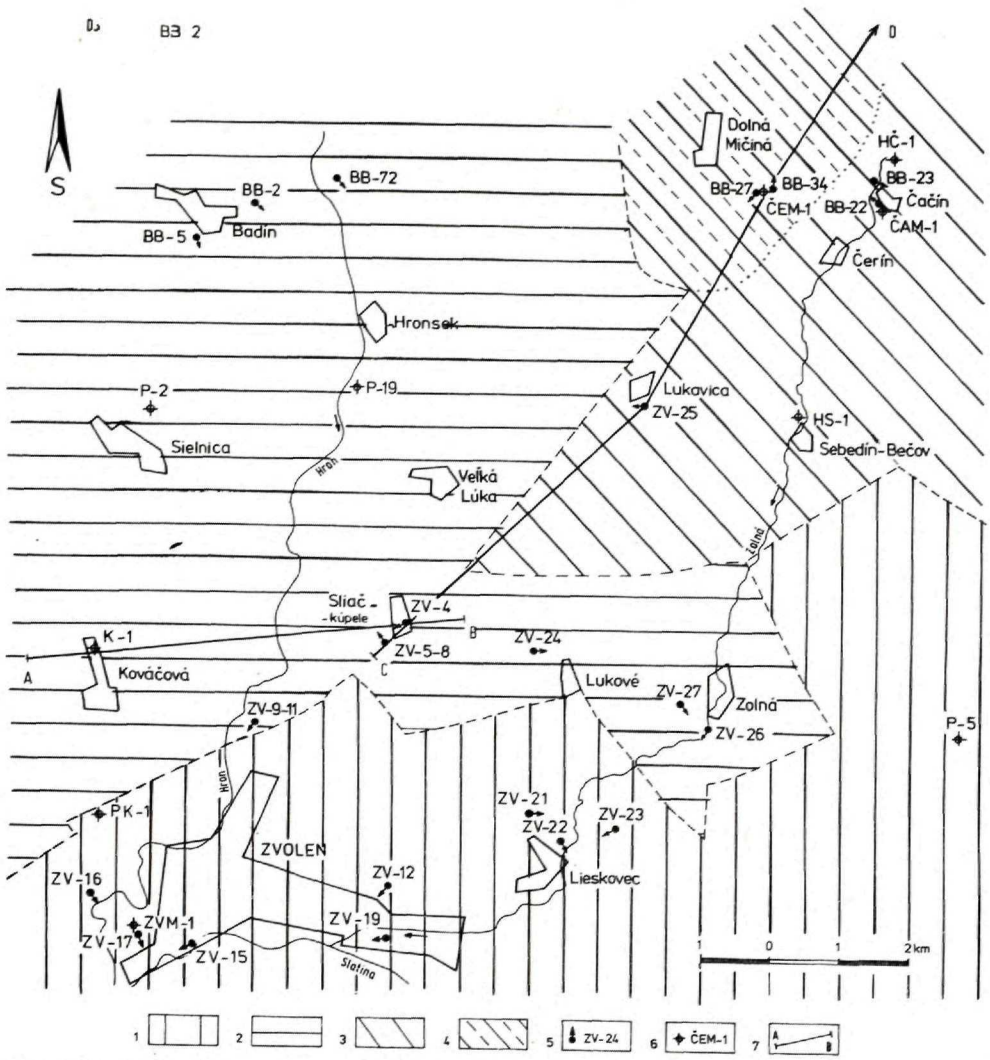
Úvod

V oblasti Zvolenskej pahorkatiny (obr. 1) sa vyskytuje väčšie množstvo prameňov studených uhličitých vôd (obr. 2). Geologický ústav Dionýza Štúra tu vykonal základný hydrogeologický výskum studených uhličitých minerálnych vôd. Jeho cieľom bolo poznať genézu a obeh týchto vôd a získať podklady pre prieskum vyhľadávajúci stolové uhličité vody. Uskutočnili sa preto tri hydrogeologické vrty — medzi Čerínom a Čačínom vrt ČAM-1, medzi Čerínom a Dolnou Mičinou vrt ČEM-1 a vo Zvolene vrt ZVM-1 (O. Franko—M. Zakovič 1979). Okrem kvantitatívno-kvalitatívnych údajov o vodách a plynoch získali sme konkrétne údaje o geologických podmienkach ich výskytu. Na základe získaných údajov a poznatkov ich začleňujeme do širšieho regiónu — medzi minerálne vody Sliačskej kotliny. Je to príspevok k riešeniu problémov ochrany liečivých minerálnych vôd v kúpeľoch Sliač a Kováčová (M. Zakovič et al. 1980).

Obr. 1 Situačná mapa Zvolenskej pahorkatiny

Všeobecná hydrogeologická charakteristika územia

Hydrogeologická charakteristika územia je odrazom jeho geologicko-tektonickej stavby a klimatických pomerov. Na geologickej stavbe Zvolenskej pahorkatiny sa podieľajú sedimenty kvartéru a vulkanogénno-sedimentárny komplex neogénu. V ich podloží sú horniny mezozoika, paleozoika a kryštalinika. Zhodnotiť stavbu treťohorného podložia Zvolenskej pahorkatiny, ktoré je z hľadiska výskytu minerálnych vôd najvýznamnejšie, môžeme iba na základe predpokladov, lebo na juh od



Obr. 2 Mapa chemických typov minerálnych vôd (situácia zdrojov) 1 — vody typu HCO_3—Na—Ca; HCO_3—SO_4—Ca—Mg—(Na); HCO_3—SO_4—Ca—Na—(Mg); 2 – vody typu SO_4—HCO_3—Ca—Mg; 3 — vody typu HCO_3—Ca—Mg; 4 — vody typu HCO_3—Ca—Mg viazané na vápence príkrovu Drienok; 5 — prameň minerálnej vody; 6 — hydrogeologický vrt; 7 — línia geologického rezu

spojnice Badín—Čerín je údajov málo a niektoré z nich sú viacznačné. Naviac, geologická stavba na sever od uvedenej spojnice je veľmi komplikovaná.

Najhlbšia tektonická jednotka danej oblasti je ľubietovské a krakľovské pásmo veporika. Z predmezozoických komplexov sú na povrchu obnažené biotitové granodiority, kremité biotitové diority a permský vulkanicko-sedimentárny komplex. Na povrch vystupujú zhruba medzi obcami Lieskovec a Lukové. Ich plošné vymedzenie pod neogénom nie je známe, ale podľa vrtov PK-1 Kováčová, P-10

Lieskovec, P-5 Očová a podľa chemického zloženia minerálnych vôd (silikátogénne vody — lokalita Zvolen, Lieskovec) sa možno domnievať, že podložie tvoria zhruba na juh od spojnice Sebedín—Bečov—Lukové—severné okolie Zvolena. Smerom na SZ od uvedenej spojnice podložie treťohôr budujú horniny mezozoika. Tento poznatok je založený na výsledkoch vrtov (K-1 Kováčová, P-19 V. Lúka, P-2 a ďalších) a na chemickom zložení minerálnych vôd (vody karbonátogénne, resp. sulfáto-karbonátogénne).

Litologický vývoj mezozoika a jeho tektonická pozícia nie sú známe. A. Biely (1979) ho interpretuje nasledovne: V oblasti medzi Sliačom a Čerínom predpokladá permské vulkanity a spodnotriasové kremence. Na povrchu sú obnažené pri Lukovom a v území sv. od Čerína. Nad nimi sú brekciovité dolomity — rauvaky, ktoré vystupujú na povrch sv. od Čerína (navŕtané boli aj vrtom ČAM-1) a pokračujú od Čerína až do údolia Hrona. Pripúšťa, že sa k nim pridružujú aj mladšie vrchnotriasové, prípadne jurskospodnokriedové sedimenty. Zakiaľ po spojnicu Sliač—Čerín uvažuje s viac-menej lineárnym priebehom uvedených stavebných prvkov, tak súdi, že na sever od nej by mohol byť podobný postup mylný. To preto, lebo nad sebou ležiace príkrovy — krížňanský a chočský — majú vlastnú vnútornú stavbu a spoločne sú postihnuté popríkrovovými tektonickými procesmi.

Najvyššou tektonickou jednotkou je príkrov Drienku, reprezentovaný dvoma komplexmi. Spodný, zodpovedajúci spodnému triasu, je zložený z pieskovcov, bridlíc a vápencov s polohami vulkanických hornín. Vrchný komplex tvoria wettersteinske vápence. Na povrch vystupujú pri Dolnej Mičinej. Ich rozšírenie smerom na juh sa predpokladá do oblasti Lukavice. Vlastnú pahorkatinu tvorí vulkanicko-sedimentárny komplex epiklastických brekcií, tufitov, tufov, andezitov, pieskov a štrkov. Tento komplex vznikol v období bádenu až pliocénu a patrí niekoľkým formáciam neogénneho vulkanizmu (L. Dublan et al. 1979).

Územie je postihnuté germanotypnou tektonikou, v dôsledku čoho má hrasťovitú stavbu. Pomerne najstaršie zlomy sú sv.—jz. smeru, mladšie sz.—jv. smeru a najmladšie sú zlomy s.—j. smeru.

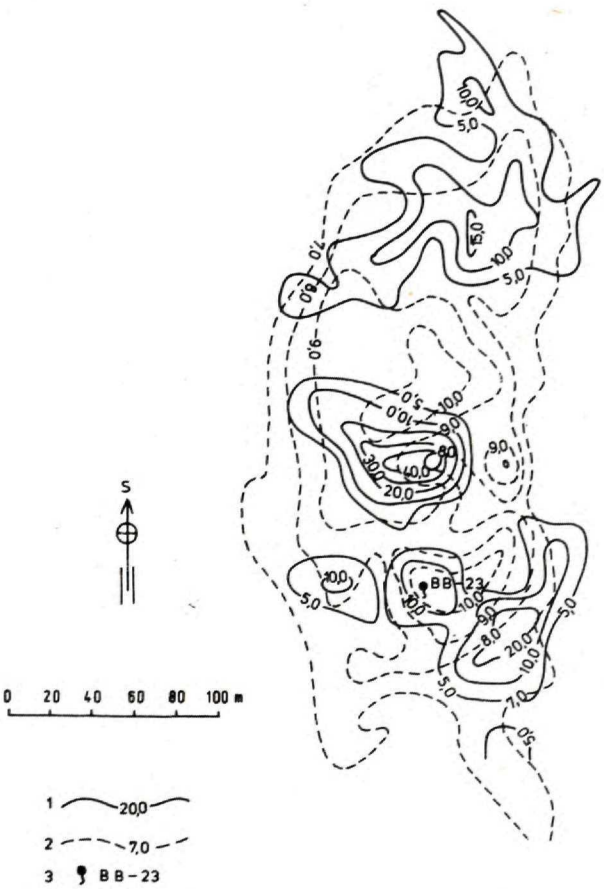
Zvolenská pahorkatina je na minerálne vody obzvlášť bohatá. Vyskytuje sa tu okolo 25 zdrojov. Podľa klasifikácie autorov O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček (1975) sú to zdroje vôd s nepatrnou výdatnosťou, studené, stredne až silno uhličité, slabo mineralizované. Najväčší počet minerálnych prameňov je viazaný na pohronskú žriedlovú líniu (M. Maheľ 1952, O. Hynie 1963). Sú to pramene v Čačíne, Čeríne, na Sliači a Borovej hore. Viazané sú na karbonáty krížňanského príkrovu a príkrovu Drienok. Ich výstup na povrch je podmienený križovaním pohronskej žriedlovej línie s priečnymi zlomami. Minerálne vody v južnej časti pahorkatiny, v oblasti Zvolena a Lieskovca, sú viazané na vulkanicko-sedimentárny komplex, v podloží ktorého predpokladáme predmezozoické horniny.

Vody medzi Čačínom a Čerínom

Vývery minerálnych vôd sú sústredené v údolí potoka Zolná. Pôvodne sa tu vyskytovalo 5 prameňov, z toho 1 nad obcou Čačín a 4 medzi Čačínom a Čerínom (P. Tkáčik et al. 1974, P. Krahulec et al. 1978). Teplota vôd sa pohybovala

v rozmedzí 10—15 °C, výdatnosť prameňov medzi 0,16—25 (80) $l.min^{-1}$ a obsah CO_2 medzi 1125—2260 $mg.l^{-1}$. Sú to vody HCO_3—Ca—Mg-typu (za typové považujeme tie zložky, ktorých obsah je vyšší než 10 mval% iónov) s M = 1,32—2,85 $g.l^{-1}$. Celková výdatnosť prameňov dosahovala asi 1,87 $l.s^{-1}$. Vývery vôd predstavujú pomerne rozsiahle prameniská. Minerálna voda je rozptýlená v aluviálnych náplavoch potoka a na niektorých miestach vyviera v sústredených prameňoch.

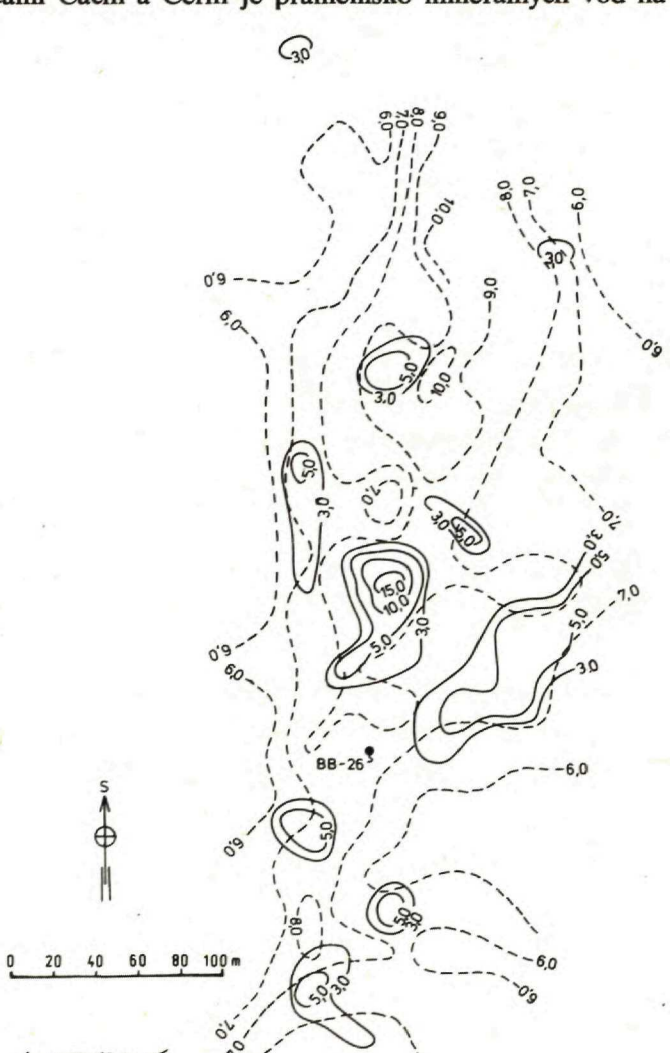
Nad obcou Čačín vyvieral z malej travertínovej kopy prameň BB-23. Rozsah prameniska (tiež ďalších) bol vymapovaný termometrickými a plynometrickými meraniami (R. Bárta—Ľ. Husák—M. Stanko 1977). Pramenisko je na pravej strane potoka Zolná, pričom je pretiahnuté zhruba v s.—j. smere. Dĺžka prameniska je zhruba 400 m a šírka 150 m (obr. 3). Obrázok ukazuje, že normálne teplotné pole



Obr. 3 Mapa izoterm a izolínií obsahu CO_2 v pôdnom vzduchu, v hĺbke 2,0 m — lokalita Čačín (Ľ. Husák 1977)
1 – izolínie obsahu CO_2 v %; 2 — izolínie teploty v °C; 3 – minerálny prameň

(okolo 7 °C) je maximálne zvýšené na 10 °C a obsah CO_2 v pôdnom vzduchu dosahuje maximálne 40 %. Smery plynometrických anomálií sú priečne voči smerom teplotných anomálií.

Medzi obcami Čačín a Čerín je pramenisko minerálnych vôd na ľavej strane



Obr. 4 Mapa izoterm a izolínií obsahu CO_2 v pôdnom vzduchu, v hĺbke 2,0 m — lokalita Čerín—Čačín (Ľ. Husák 1977)
1 — izolínie obsahu CO_2 v % ; 2 — izolínie teploty v °C ; 3 – minerálny prameň

potoka Zolná. Je pretiahnuté v smere SSV—JJZ a má zhruba dĺžku 500 m, šírku 180 m (obr. 4). Oproti predchádzajúcemu pramenisku predstavuje vlastne močarisko bez sústredených výverov. Iba tesne pod obcou je minerálna voda zachytená (prameň BB-22) a využíva sa na pitie. Močarisko je čiastočne odvodnené a najväčšie sústredené množstvo (80 l.min^{-1}) minerálnej vody pochádza z melioračného drénu. Obrázok ukazuje, že normálne teplotné pole (okolo 6 °C) je maximálne zvýšené na 10 °C a obsah CO_2 v pôdnom vzduchu dosahuje najviac 15 %. V celom pramenisku je vlastne len jedna výraznejšia anomália CO_2 s uvedeným maximálnym obsahom. V ostatných anomáliách sa obsah CO_2 pohybuje v rozmedzí 3—5 %.

V r. 1971—1974 boli nad obcou Čačín vrtmi zachytené krasové vody reiflinských vápencov a dolomitov chočského príkrovu (L. Cibuľka 1971; 1973; I. Hotra 1974). Odber vody z vrtov vyvolal trvalý pokles hladiny podzemnej vody, takže prameň minerálnej vody BB-23 prestal vyvierať (rúrkami je zachytený pod terénom a odvedený do potoka). Aby z vrtu ČAM-1 nastal voľný preliv vody, situovali sme ho zdola od obce, kde sú prirodzené výverv úrovni terénu (je nižšie položený). Vrtom boli do hĺbky 5 m zistené náplavy potoka a do hĺbky 154 m silne porušené brekciovité triasové dolomity (rauvaky) krížňanského príkrovu. Hlavný prítok minerálnej vody s výdatnosťou voľného prelivu 0,3 l.s^{-1} a teplotou 15,9 °C bol zistený v hĺbke 84,4 m. Minerálna voda má podobné fyzikálno-chemické vlastnosti ako voda v susednom prameni BB-22 (tab. 9).

Údaje z čerpacej skúšky na vrte, počas ktorej bol pomocou separátora a v laboratóriu sledovaný obsah plynov v minerálnej vode, sú v tabuľke 1 (L. Arabasz 1976).

Dlhodobou čerpacou skúškou (116 dní) bolo overené, že z vrtu možno pri znížení hladiny 7 m pod terén trvale odoberať 3,7 l.s^{-1} vody. V priebehu čerpacej skúšky so znižovaním hladiny vody vo vrte a zvyšovaním čerpaného množstva však klesal obsah plynov, i keď v priebehu 3. depresie (trvala 67 dní) boli obsahy takmer ustálené. Poukazuje to však na určitú labilitu plynového režimu vo vrte za daných podmienok čerpania. Odráža sa v hodnotách plynového faktoru, ktoré poklesli z 0,86 na 0,66—0,68. V súlade s týmto poklesom je stúpanie bodu evázie plynov z 50 na 30—33 m. Hodnoty bodu evázie však jednoznačne poukazujú na to, že v mieste prítoku vody do vrtu, a teda aj v kolektore, je jednofázové prúdenie uhličitej vody.

Hodnoty obsahu voľného CO_2 vo fixovaných vzorkách odobraných pri jednotlivých depresiách sú uvedené v tabuľke 2.

Z porovnania hodnôt uvedených v tabuľke 1 a 2 vidno, že fixované vzorky obsahujú ešte časť spontánneho CO_2, ktorý sa z vody uvoľňuje len postupne.

Rozbor plynov vykonaný chromatograficky v terénnom laboratóriu priamo na lokalite (je najreprezentatívnejší) uvádzame v tabuľke 3. Z obsahov plynov vidno, že ide o vody čisto uhličité (95—100 obj. % CO_2), čo poukazuje na juvenilný s.l., temometamorfný pôvod CO_2. Dusík, ktorý je obsahove na druhom mieste, je atmosferického pôvodu, na čo zas poukazuje vysoká hodnota (zo spontánneho plynu) koeficientu

$$\frac{Ar.10^4}{N.1,19} = 145$$

Parciálne tlaky nasýtenia sú najvyššie u CO_2 (0,1767 MPa) a N_2 (0,1372 MPa).

Tabuľka 1. Údaje z čerpacej skúšky na vrte ČAM–1

Dátum merania	12. 5. 76	14. 5. 76	9. 7. 76	27. 8. 76
Zníženie hladiny vody pod ústím vrtu* (m)	4,45	7,14	7,4	7,5
Výdatnosť ($l \cdot s^{-1}$)	2,77	3,59	3,73	3,70
Fázový pomer (plynový faktor) $Q\frac{p}{v}$ **	0,86	0,79	0,66	0,68
Bod evázie (tlak nysýtenia) pod ústím vrtu	50	40	30	33
Spontánny CO_2 $\frac{mg.l^{-1}}{\%}$	$\frac{1648,68}{41,9}$	$\frac{1518,14}{39,4}$	$\frac{1243,89}{37,0}$	$\frac{1292,41}{39,0}$
Voľný CO_2 $\frac{mg.l^{-1}}{\%}$	$\frac{2284,0}{58,1}$	$\frac{2330,96}{60,6}$	$\frac{2122,69}{63,0}$	$\frac{2012,05}{61,0}$
Všetok CO_2 za vrstevných podmienok $\frac{mg.l^{-1}}{\%}$	$\frac{3932,68}{100}$	$\frac{3849,10}{100}$	$\frac{3366,58}{100}$	$\frac{3304,46}{100}$

* Ústie vrtu bolo 0,5 m pod terénom
** Spontánny CO_2

Tabuľka 2. Obsah voľného CO_2 vo fixovaných vzorkách

Voľný CO_2 ($mg \cdot l^{-1}$)			
12. 5. 1976	14. 5. 1976	9. 7. 1976	27. 8. 1976
2 481,6	2 448,6	2 334,8	2 901,8

Voľný preliv vody z vrtu ČAM-1 bol týždenne pozorovaný po dobu dvoch hydrologických rokov (obr. 5). Nakoľko ide o pomerne plytký obeh vôd (t vody = 15—16 °C), reakcia na zrážky je takmer okamžitá. Najlepšie to vidno v zimnom období r. 1977, keď boli zrážky veľmi výdatné a teplota vzduchu sa pohybovala okolo 0 °C. V ďalšom období v súlade s celkovým poklesom zrážok klesá aj výdatnosť prelivu až do konca februára 1978. Malé stúpnutie výdatnosti zo zimných

Tabuľka 3. Rozbor plynov z vrtu ČAM–1 (27. 8. 1976)

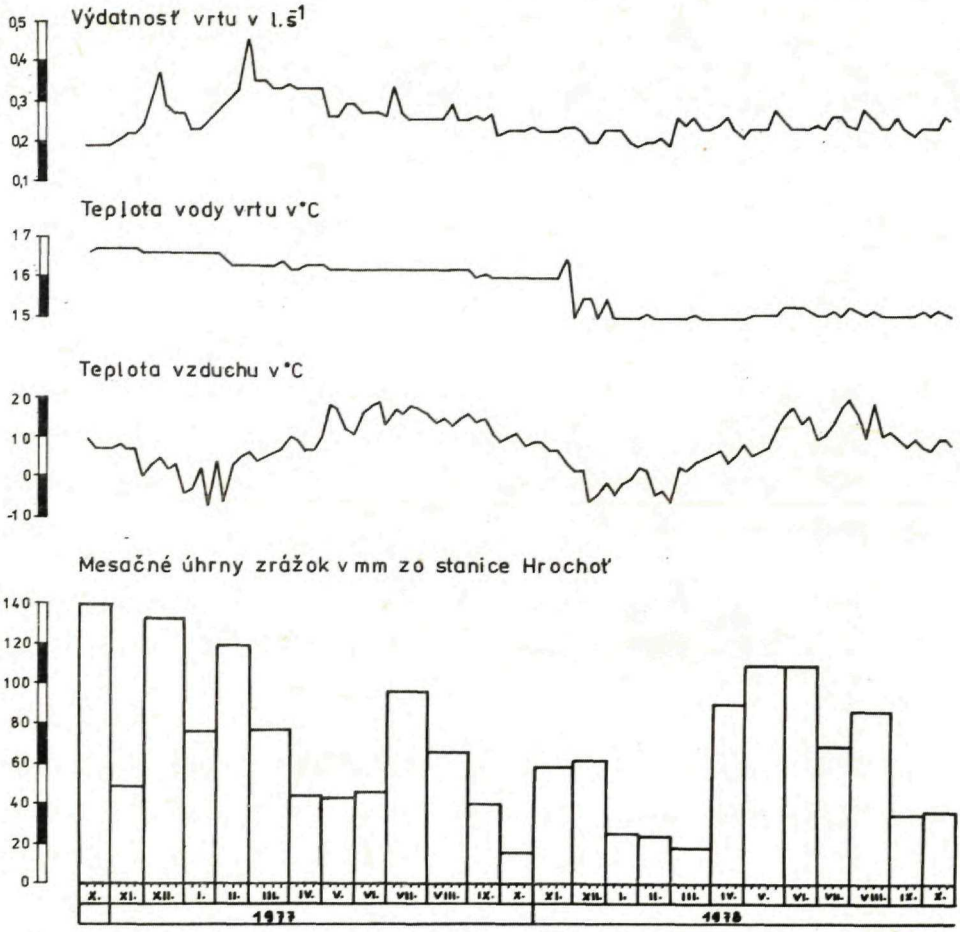
Zložka	Spontánny plyn*		Zvyškový plyn**			Všetok plyn obsiahnutý vo vode za vrstevných podmienok		
	separátor		inerty		voľný CO_2			
	obj. %	Nml . l^{-1}	obj. %	Nml . l^{-1}	Nml . l^{-1}	obj. %	Nml . l^{-1}	P_{nas} (MPa abs.)
He	0,0032	0,0217	0,016	0,0010	–	0,0013	0,0227	0,0003
H_2	0,0001	0,0006	0,116	0,0103	–	0,0006	0,0109	0,00006
O_2	–	–	–	–	–	–	–	–
N_2	2,4990	16,9195	88,283	5,4664	–	1,3102	22,3859	0,1372
Ar	0,0432	0,2925	2,126	0,1316	–	0,0419	0,7166	0,0018
CH_4	0,2112	1,4299	9,409	0,5826	–	0,1179	2,0125	0,0057
CO_2	97,2433	685,3848	–	–	1024,99	98,5281	1683,3748	0,1767
Celk.	100,0000	677,049	100,000	6,1919	1024,99	100,0000	1708,5334	0,32176

* Voľný odplyn spontánne uvoľnený za atmosferických podmienok
** Zvyškové sýtenie vody plynom za atmosferických podmienok

zrážok r. 1978 je v súlade s menším množstvom akumulácie zimných zrážok. Priebeh výdatnosti vrtu v priebehu r. 1978 zodpovedá zvýšeným zrážkam. Pokles nastáva až v septembri, keď sa zmenšuje množstvo zrážok. Za uvedené dvojročné obdobie sa výdatnosť prelivu v priemere pohybovala okolo 0,25 $l.s^{-1}$. Teplota vody je zhruba závislá na kolísaní výdatnosti vrtu a čiastočne teploty vzduchu. V závislosti na výdatnosti teplota sa pohybovala v rozmedzí 16,7—15,0 °C.

Na základe výsledkov vrtu považujeme za infiltračnú oblasť opísaných minerálnych vôd triasové brekciové a bunečnaté dolomity (rauvaky) krížňanského príkrovu. Na povrch vystupujú sv. od obce Čačín (obr. 6). Infiltrované zrážkové vody v uvedených dolomitoch s monoklinálnym uložením (obr. 7) zostupujú do hĺbky pod údolie potoka, kde sú preplyňované CO_2. Údolím prebieha zlom smeru SSV—JJZ. Predpokladáme, že vývery vôd sú podmienené jeho križovaním s priečnym zlomom smeru ZSZ—VJV.

O tom, že po zlome prebiehajúcom údolím Zolnej je privádzaný CO_2, svedčí tiež jeho obsah (447 mg. l^{-1}) vo vode z vrtu HS-1 v Sebedíne—Bečove (E. Jandraššák 1977). Slabo uhličitá voda HCO_3—Ca—Mg typu s mineralizáciou 0,69 g. l^{-1} bola navŕtaná v pyroxenických andezitoch v hĺbke 30 m. Z vrtu voľne vytekalo 0,2 $l.s^{-1}$ vody teplej 11,5 °C. Voda má plytký obeh ($t = 11,5$ °C) a podľa chemického zloženia ($A_2 = 77,7$; $S_1(SO_4) = 10,28$; $S_2/SO_4 = 0$; $A_1 = 7,3$) sa tvorí vo vulkanicko-sedimentárnom komplexe neogénu.



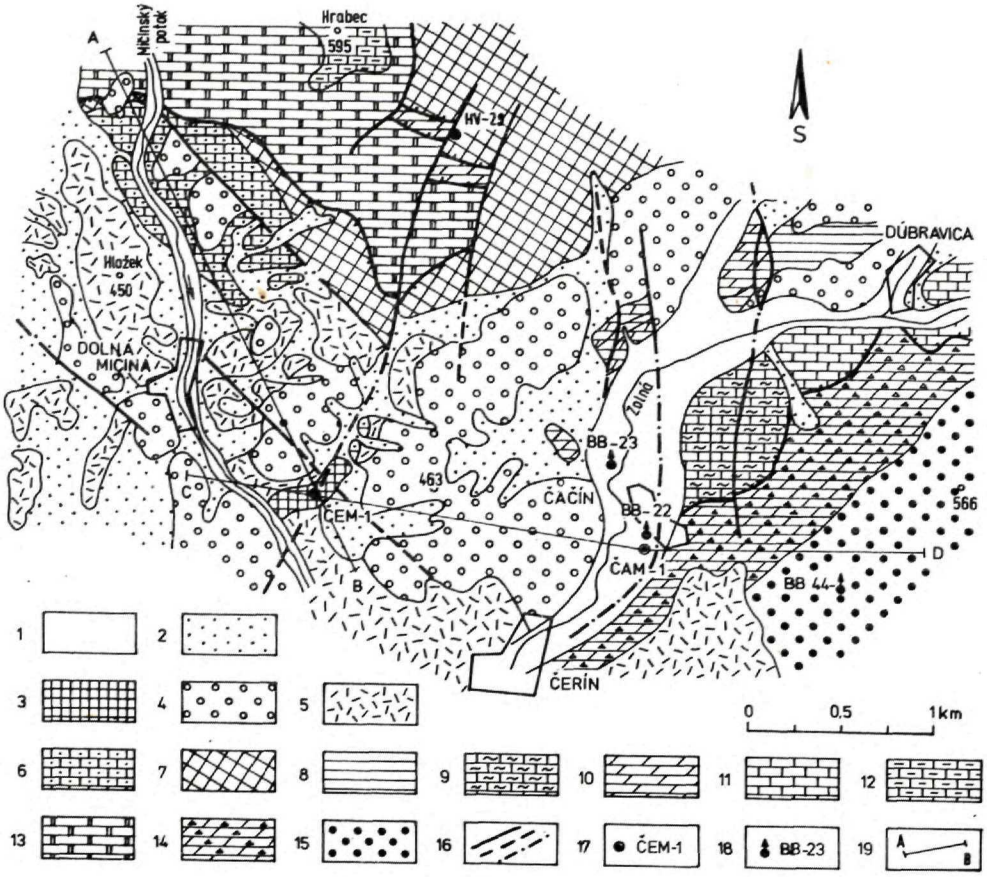
Obr. 5 Režimové pozorovanie vrtu ČAM-1 — v Čačíne za roky 1977—1978

Obr. 6 Schematická geologická mapa okolia Čačína a Dolnej Mičinej (J. Jaroš a kol. 1966, M. Slavkay 1971, upravil M. Zakovič 1980)

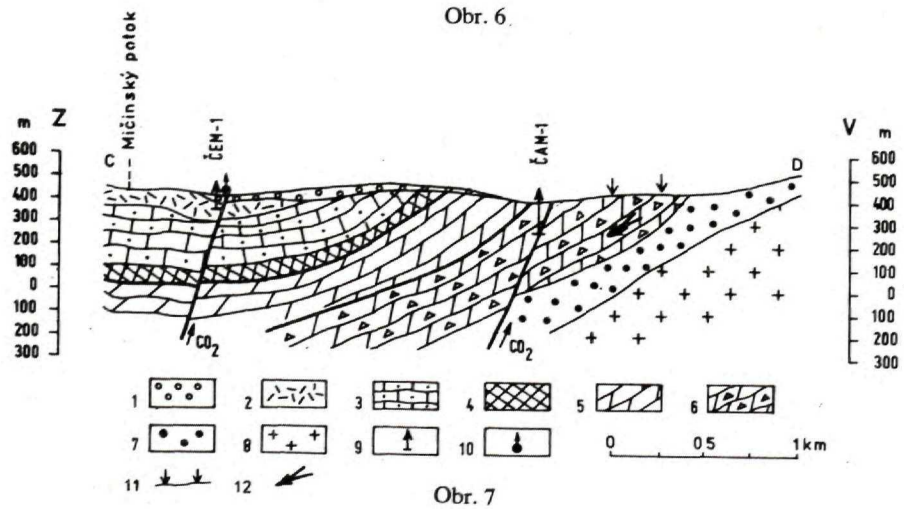
1—3 kvartér: 1 — hliny, piesky, štrky; 2 — hliny; 3 — travertíny; 4—5 neogén: 4 — štrky, piesky (pliocén); 5 — tufity (miocén); 6—15 mezozoikum: 6—7 príkrov Drienka, 6 — wettersteinské vápence (anis); 7 — bridlice, pieskovce (spodný trias); 8—11 chočský príkrov: 8 — lunzské vrstvy (karn); 9 — reiflinské vápence (stredný trias); 10 — dolomity (ladin); 11 — vápence (anis); 12 — 15 krížňanský príkrov: 12 — slienité vápence (neokóm); 13 — vápence, bridlice (jura, vcelku); 14 — brekciovité dolomity (stredný-vrchný trias); 15 – kremence s polohami bridlíc a zlepencov (spodný trias); 16 – zlomy zistené, predpokladané a prekryté; 17 — vrty; 18 — prameň minerálnej vody; 19 — línia geologického rezu

Obr. 7 Schematický hydrogeologický rez medzi vrtmi ČAM-1 a ČEM-1

1—2 neogén: 1 — štrky, piesky (pliocén); 2 — tufity (miocén); 3—4 príkrov Drienka: 3 — vápence (anis); 4 — pieskovce, bridlice (spodný trias); 5 — chočský príkrov vcelku; 6—7 krížňanský príkrov: 6 — brekciovité dolomity (stredný — vrchný trias); 7 — kremence s polohami bridlíc a zlepencov (spodný trias); 8 — granodiority; 9 — hydrogeologický vrt; 10 — prameň minerálnej vody; 11 — infiltračná oblasť; 12 — prúdenie podzemných vôd


Hrabec
595
Mičinský potok
A
HV-29
S
DÚBRAVICA
Hložek
450
DOLNÁ MIČINA
Zolná
BB-23
463
ČAČÍN
BB-22
566
C
ČEM-1
ČAM-1
D
B
BB 44
ČERÍN
0
0,5
1km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
ČEM-1
18
BB-23
19
A
B

Obr. 6


Mičinský potok
m
Z
V
m
600
500
400
300
200
100
0
100
200
300
C
ČEM-1
ČAM-1
D
CO_2
CO_2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
0
0,5
1km

Obr. 7

Vody medzi Čerínom a Dolnou Mičinou

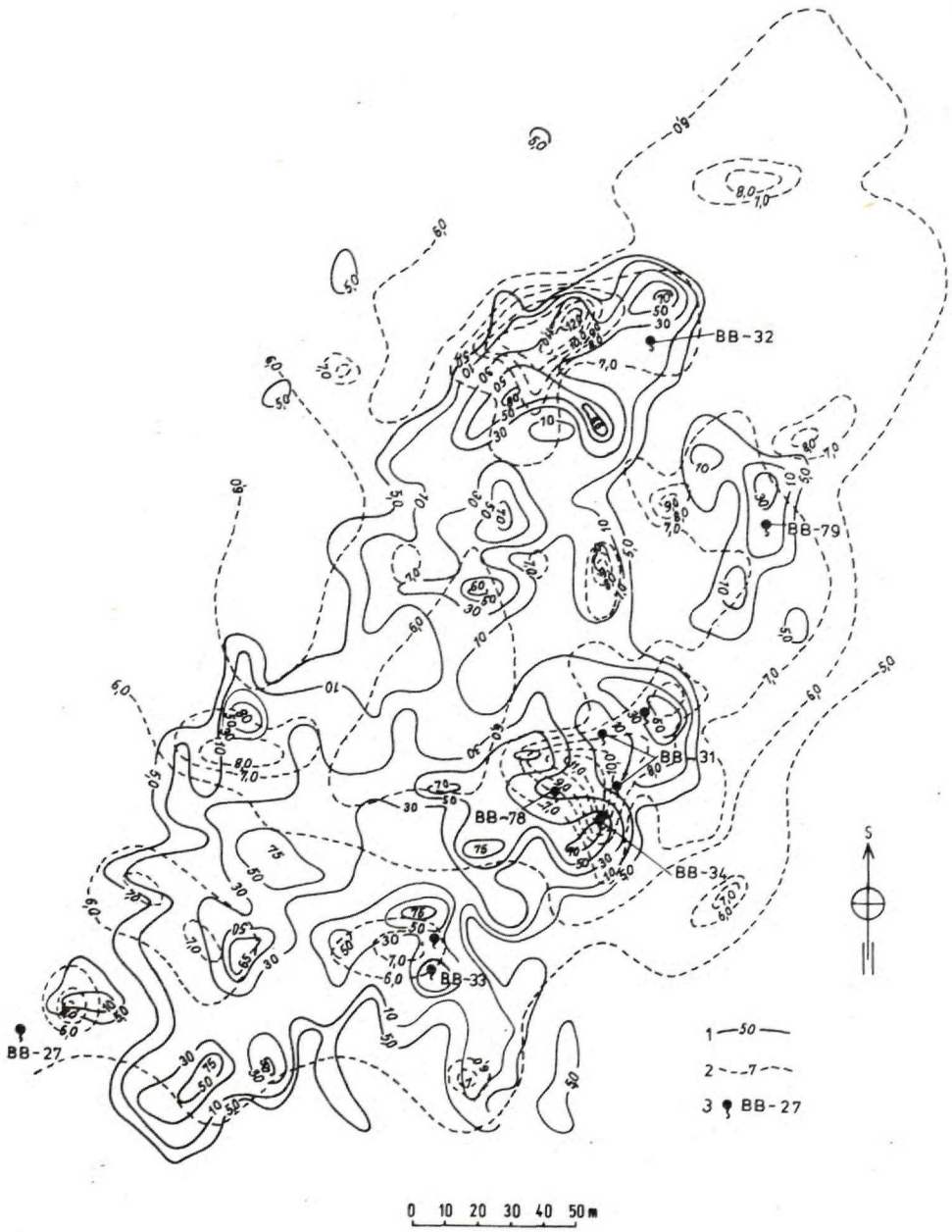
Vývery minerálnych vôd sú sústredené na ľavostrannej nive bezmenného potoka. Pôvodne tu vyvieralo deväť prameňov (P. Tkáčik et al. 1974, P. Krahulec et al. 1978). Teplota vôd sa pohybovala v rozmedzí 10,1—12,6 °C, výdatnosť prameňov medzi 0,5—7 l.min^{-1}, a obsah CO_2 medzi 1170—2250 mg.l^{-1}. Sú to vody HCO_3—Ca—Mg-typu s M = 0,94 – 4,38 g.l^{-1}. Celková výdatnosť prameňov dosahuje 0,25 l.s^{-1}.

Minerálna voda je rozptýlená v sedimentoch kvartéru a pliocénu a na niektorých miestach vyviera v sústredených prameňoch, prevažne z menších a väčších travertínových kôp. Ide o pomerne rozsiahle pramenisko, ktoré má väčšinou charakter močiara. Travertínové kopy sú sústredené do línie pri východnom okraji prameniska. Pramenisko je pretiahnuté v sv.—jz. smere zhruba o dĺžke 400 m a šírke 100—150 m (obr. 8). Obrázok ukazuje (R. Bárta—Ľ. Husák—O. Franko 1976), že normálne teplotné pole (okolo 5,5 °C) je maximálne zvýšené na 12 °C a obsah CO_2 v pôdnom vzduchu dosahuje najviac 70—90 %. Tak teplotné, ako aj plynové intenzívne anomálie odrážajú sústredené vývery minerálnych vôd. Intenzívne anomálie CO_2 sú však aj mimo teplotných anomálií, a to hlavne v jz. časti prameniska. Teplotné anomálie majú prevládajúci jz.—sv. smer. Podobne je tomu aj u anomálií CO_2 do obsahu 10 %. U anomálií s hodnotami nad 30 % okrem predchádzajúceho smeru prevláda aj sz.—jv. smer. Z obrázku 8 vidno, že oproti predchádzajúcim prameniskám je tu omnoho rovnomernejší výver minerálnych vôd; prejavuje sa to nielen väčším počtom intenzívnejších anomálií, ale aj celkovým rozsiahlejším a intenzívnejším anomálnym poľom.

Vrt ČEM-1 sme situovali na jz. okraj prameniska medzi sústredené vývery v travertínových kopách a prameň v potoku (BB-26). Vrtom boli do hĺbky 5 m zistené kvartérne hliny a piesky s úlomkami travertínov, do 14 m pliocénne piesky a štrky a do 56 m vrchnobádenské sedimenty. Tieto sú do hĺbky 48 m tvorené tufitmi s bentonitizovanou základnou hmotou, ktorá miestami prechádza až v bentonity. Do hĺbky 56 m sú tvorené zlepencami a tufitmi. Podľa geofyzikálnych meraní sa v hĺbke 100—150 m nachádza fyzikálne rozhranie (R. Bárta—Ľ. Husák—M. Stanko 1977). Podľa geologickej stavby širšieho okolia predpokladáme, že ide o styk sedimentov treťohôr a karbonátov príkrovu Drienok.

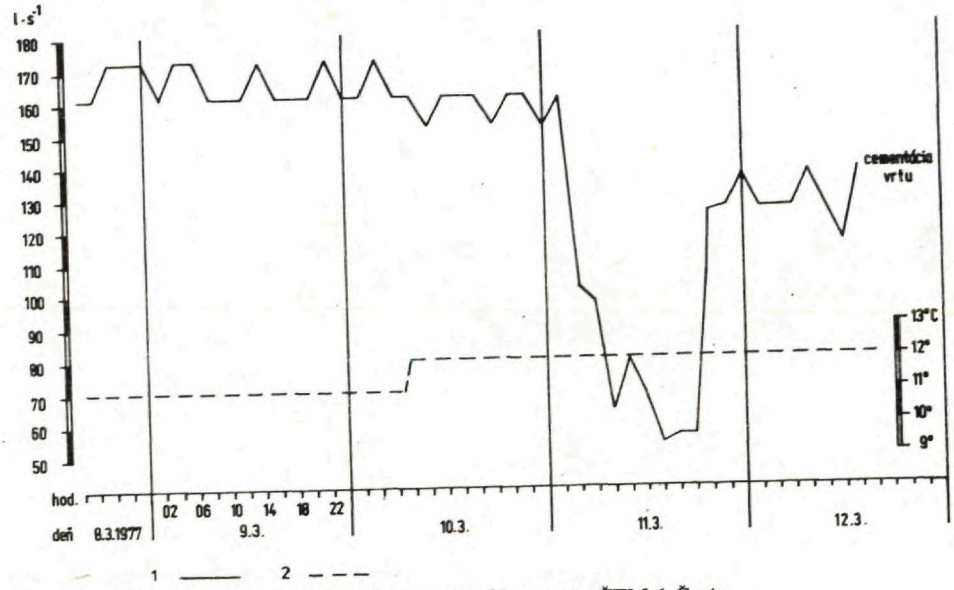
Vrtom boli zistené dva prítoky minerálnej vody. Prvý, v hĺbke 14 m, mal voľný preliv 0,2 l.s^{-1} vody teplej 9 °C. Druhý, v hĺbke 48—56 m, mal začiatočnú výdatnosť 50 l.s^{-1}. Táto sa postupne s prehlbovaním vrtu od 48 do 56 m zvyšovala a po dosiahnutí hĺbky 56 m nastala dňa 4. 3. 1977 mohutná erupcia minerálnej vody s výškou vodného stĺpca okolo 25 m (obr. 20). Spolu s eruptujúcou silne preplynenou vodou boli z vrtu vyhadzované do uvedenej výšky valúny o priemere do 30 cm (obr. 21). Počiatočnú výdatnosť erupcie sme odhadli na 300 l.s^{-1}. V piaty deň erupcie sme namerali 161,0 l.s^{-1} vody teplej 11,0 °C a v ôsmy deň 56,0 l.s^{-1}. Pred cementáciou vrtu, ktorá bola urobená deviaty deň po erupcii, výdatnosť opäť stúpla v priemere na 130,0 l.s^{-1} (obr. 9). Minerálna voda má podobné vlastnosti ako voda v susednom prameni BB-27 (tab. 9).

Na základe výsledkov vrtu vidíme možnosti takej mohutnej erupcie za nasledov-

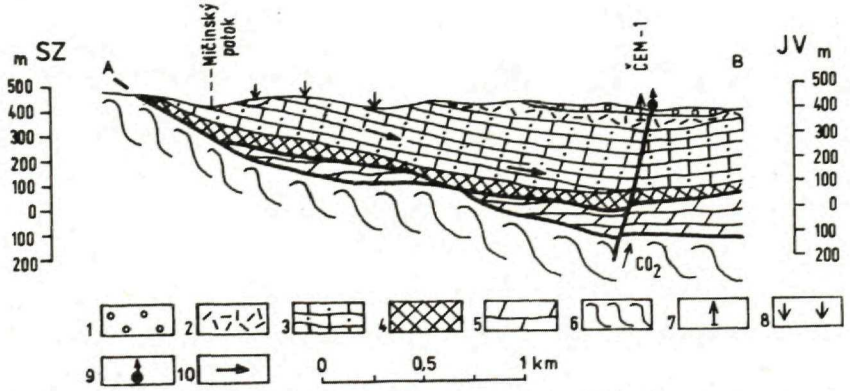


Obr. 8 Mapa izoterm a izolinií obsahu CO_2 v pôdnom vzduchu, v hĺbke 2,0 m — lokalita Čerín—Dolná Mičiná
1 — izolínie obsahu CO_2 v %; 2 — izolínie teploty v °C; 3 — minerálny prameň

ných podmienok: Za infiltračnú oblasť vôd považujeme triasové karbonáty príkrovu Drienku, ktoré vystupujú na povrch hlavne severne od Dolnej Mičinej (obr. 6). Zrážková voda infiltruje do nich jednak priamo, jednak cez kvartérne a pliocénne piesky a štrky. Obeh podzemných vôd je usmerňovaný jednak ich upadávaním do väčších hĺbok, jednak ich nepriepustným verfénskym (obr. 10) súvrstvím. V mieste pozdĺžneho zlomu jz.—sv. smeru sú vody preplyňované CO_2. V mieste križovania



Obr. 9 Priebeh výdatnosti a teploty vody na eruptujúcom vrte ČEM-1 Čerín
1 — výdatnosť vrtu; 2 — teplota vody

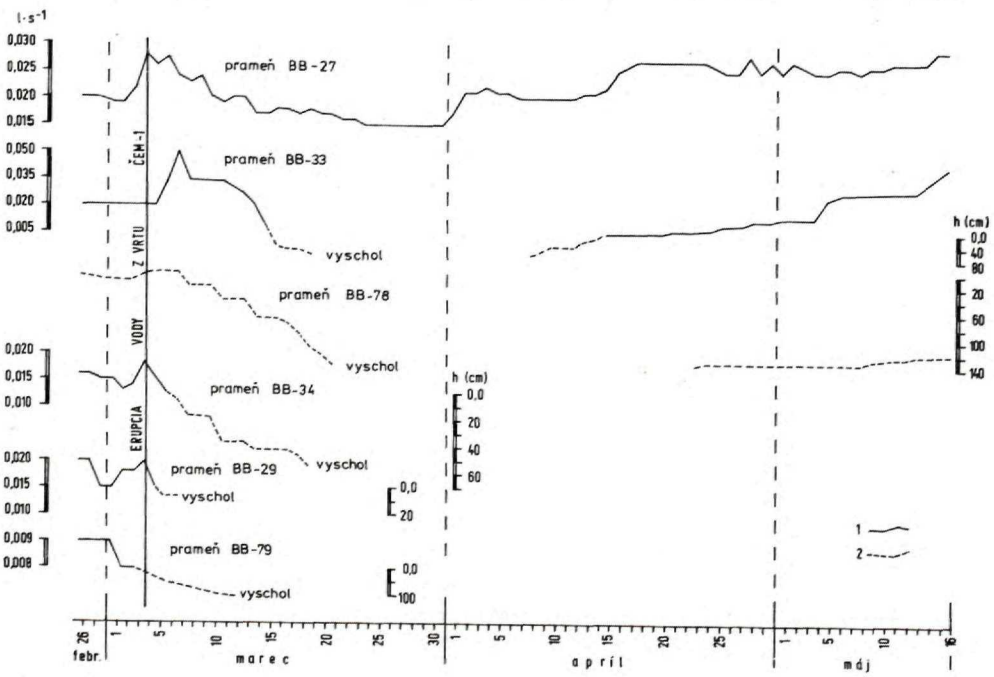


Obr. 10 Schematický hydrogeologický rez medzi vrtom ČEM-1 a Mičinským potokom
1–2 neogén: 1 — štrky, piesky (pliocén); 2 — tufity (miocén); 3—4 príkrov Drienka: 3 — vápence (anis); 4 — pieskovce, bridlice (spodný trias); 5 — chočský príkrov vcelku; 6 — krížňanský príkrov vcelku; 7 — hydrogeologický vrt; 8 — infiltračná oblasť; 9 — prameň minerálnej vody; 10 — prúdenie podzemných vôd

uvedeného zlomu s priečnym zlomom sz.—jv. smeru vystupujú minerálne vody k povrchu. Z karbonátov vody vystupujú do vrchnobádenských zlepencov a tufitov, kde sú druhotne akumulované. Z tejto akumulácie sa vody pretláčajú po veľmi slabo priepustných puklinách bentonitizovaných tufitov do pliocénnych a kvartérnych sedimentov, čo sa odráža v neveľkej výdatnosti celého prameniska. Vápence príkrovu Drienku sú pomerne silne skrasovatené, takže spolu s vrchnobádenskými zlepencami vytvárajú rozsiahlu nádrž uhličitých minerálnych vôd. Pomerne nepriepustný strop tejto nádrže vytvárajú bentonitizované tufity až bentonity. Po ich prevŕtaní sa uvoľnili statické zásoby vôd silne presýtených CO_2 vo forme opísanej erupcie. Na základe rozlohy infiltračnej oblasti (0,7 km^2) a uvažovaného špecifického podzemného odtoku (7,01.s^{-1}, analógia s Považským Inovcom; E. Kullman 1964) však predpokladáme, žeby sa výdatnosť vrtu (prírodné zdroje) ustálila na zhruba 5 1.s^{-1}.

Vplyv erupcie vrtu ČEM-1 na okolie

Opísaná erupcia ovplyvnila všetky pramene v okolí vrtu (obr. 8). Časový priebeh poklesu výdatnosti prameňov vo vzťahu k výdatnosti erupcie je znázornený na obrázku 11. Stupeň ovplyvnenia prameňov závisí od nadmorskej výšky vývervov vo vzťahu ku kóte vrtu. Najrýchlejšie a najintenzívnejšie boli ovplyvnené najvzdiale-



Obr. 11 Vplyv erupcie vody z vrtu ČEM-1 na okolité pramene 1 — výdatnosť prameňa; 2 — hladina vody v prameni

nejšie pramene BB-79 a BB-29, ktoré ležia v nadmorskej výške približne 405, resp. 400 m n. m. Iba čiastočne bol ovplyvnený prameň BB-27 ležiaci v potoku pod kótou vrtu v nadmorskej výške asi 390 m.

Ovplyvnený nebol vrt ČAM-1, ktorý je od vrtu ČEM-1 vzdialený vzdušnou čiarou 1,7 km a leží v nadmorskej výške 397 m. Počas erupcie sa jeho výdatnosť pohybovala v rozmedzí 0,33—0,35 $l.s^{-1}$. Podobne nebol ovplyvnený ani prameň ZV-25 v Lukavici (obr. 2), ktorý je od vrtu vzdialený 4 km a leží v nadmorskej výške zhruba 335 m. Voda je HCO_3—Ca—Mg typu s obsahom $CO_2 = 924$ $mg.l^{-1}$ a mineralizáciou = 1,96 $g.l^{-1}$. Pôvod a genéza vody je podobná vode z vrtu HS-1 v Sebedíne—Bečove.

V piaty deň po erupcii bol zaznamenaný najväčší pokles výdatnosti Kúpeľného prameňa na Sliači z pôvodných 5,3 $l.s^{-1}$ (deň pred erupciou) na 4,5 $l.s^{-1}$; tento je vzdialený od vrtu ČEM-1 zhruba 8 km vzdušnou čiarou a leží v nadmorskej výške zhruba 375 m. Na základe dočasných opatrení Inšpektorátu kúpeľov a žriedel MZ SSR zo dňa 10. 3. 1977 bolo vŕtanie do projektovanej hĺbky (150 m) zastavené a vrt ČEM-1 bol zatamponovaný. Minerálne vody medzi Čačínom, Čerínom a Dolnou Mičinou sa nenachádzajú v dočasných ochranných pásmach minerálnych vôd na Sliači a v Kováčovej. Hydrogeologické podklady pre ne spracoval a vymedzil ich Geologický ústav Dionýza Štúra (O. Franko 1959).

Genéza chemického zloženia vôd v oblasti Čačín—Čerín—Dolná Mičiná

V tejto oblasti sú typické karbonátogénne vody (pri hodnotení tvorby chemického zloženia vôd a ich klasifikovaní používame genetickú klasifikáciu S. Gazdu z r. 1974 a jeho modifikáciu Palmerovho klasifikačného systému z r. 1971; in O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975) kalciovo-(magnéziovo)-bikarbonátového typu (obr. 14). Hodnota celkovej mineralizácie týchto minerálnych vôd závisí od stupňa preplynenia ich obehových ciest s CO_2 (tab. 4). Napríklad prameň BB-24 má celkovú mineralizáciu 1455,57 $mg.l^{-1}$, obsah CO_2 835 $mg.l^{-1}$ a prameň BB-33 vykazuje hodnotu mineralizácie 4626,0 $mg.l^{-1}$, obsah CO_2 1710,0 $mg.l^{-1}$. Zdrojom zvýšených koncentrácií SiO_2 (tab. 4), ktoré sú pre karbonátogénne vody nezvyklé (obsah SiO_2 sa v nich pohybuje prevažne pod 10 $mg.l^{-1}$), je spodný komplex príkrovu Drienku, kde sa nachádzajú polohy vulkanických hornín obsahujúce značné množstvo SiO_2.

Najvýznamnejším procesom podmieňujúcim vznik karbonátogénnych vôd je rozpúšťanie karbonátov, hlavne kalcitu a dolomitu, pri ktorom sa do roztoku uvoľňujú ióny Ca^{2+}, Mg^{2+} a HCO_3^-. Pri tejto reakcii zohráva dôležitú úlohu P_{CO_2} (v študovaných minerálnych vodách sa pohybuje jeho hodnota okolo 0,2 MPa), pretože CO_2 rozpustený vo vode ako labilná H_2CO_3 je zdrojom aktívnych H^+ iónov, ktoré pozitívne vplývajú na priebeh reakcie $CaCO_3 + H^+ = Ca^{2+} + HCO_3^-$. Okrem P_{CO_2} vplýva na kvantitatívny efekt tejto reakcie aj teplota, tlak a hydrodynamické podmienky obehu. Okrem toho rozpustnosť kalcitu je podmienená aj prítomnosťou rôznych izomorfných prímesí v jeho mriežke, z ktorých najväčší význam má horčík. Mierne zvyšuje rozpustnosť kalcitu už pri obsahoch 2—3 % $MgCO_3$.

Karbonátogénne vody predstavujú hlbšie obehy s veľmi pomalým a dlhodobým prúdením, čo potvrdzujú aj výsledky termodynamickej analýzy (tab. 5), podľa ktorej sú takmer všetky minerálne vody v rovnováhe, alebo nasýtené kalcitom. Výnimku tvoria pramene BB-24, ktoré sú nedosýtené voči kalcitu, čo môže byť spôsobené dôsledkom výraznejšieho odplynenia kvapalnej fázy spojeného s poklesom tlaku vo výstupnej vetve obehových ciest, a tým aj vyzrážania zodpovedajúcej časti rozpusteného $CaCO_3$. Značnú nedosýtenosť všetkých karbonátogénnych vôd sadrovcom spôsobuje nepatrný výskyt tohto minerálu v obehových cestách, prípadne jeho úplná neprítomnosť.

Tabuľka 4. Základné hydrochemické parametre karbonátogénnych minerálnych vôd

Lokalita označenie zdroja	Mineraliz.	CO_2	$S_1(Cl)$	$S_1(SO_4)$	A_2	Mg/Ca	SiO_2	SO_4^{2-}
	mg . l^{-1}	mg . l^{-1}	–	–	–	–	mg . l^{-1}	
Čačín BB–22	2103,41	1710,0	0,496	0,720	94,44	0,268	20,99	9,05
Čačín BB–23	2674,96	1350,0	0,513	1,560	95,01	0,298	23,98	70,78
Čačín ČAM–1	2371,31	1591,9	0,674	0,350	93,91	0,266	26,00	9,7
Čerín BB–24	1455,57	835, 0	0,217	1,270	94,24	0,0339	16,99	11,1
Čerín BB–25	4110,28	1375,0	0,282	0,378	97,54	0,373	58,17	9,34
Čerín BB–26	2838,21	1125,0	0,028	–	97,51	0,253	39,98	37,03
Čerín BB–27	3576,18	1300,0	0,498	3,678	91,68	0,347	31,96	160,49
Čerín BB–33	4626,03	1710,0	0,057	3,960	93,3	0,364	33,98	179,41
Čerín BB–34	3764,69	1710,0	0,238	2,339	95,78	0,311	31,96	53,08

Poznámka: Odbery a chemické rozbory vôd z vrtu ČAM–1 vykonal K. Lopašovský (GÚDŠ), ostatné chemické analýzy sú prebrané z práce P. Krahulec a kol. (1978).

Tabuľka 5. Výsledné hodnoty termodynamickej analýzy

Lokalita	I/kalcit	K/sadrovec	K/dolomit
Čačín BB–22	–0,504	–6,643	–18,014
Čačín BB–23	–0,097	–5,714	–17,209
Čačín ČAM–1	0,126	–6,886	–16,812
Čerín BB–24	–0,608	–6,660	–18,223
Čerín BB–25	0,605	–6,518	–15,481
Čerín BB–26	0,133	–5,945	–16,652
Čerín BB–27	–0,152	–5,312	–17,101
Čerín BB–33	0,514	–5,224	–15,838
Čerín BB–34	0,072	–5,771	–16,760

Poznámka: I/kalcit – index nasýtenia kalcitu,
K/sadrovec – rovnovážne konštanty kalcitu
K/dolomit – rovnovážne konštanty dolomitu

Vody v oblasti Lieskovec—Lukové—Zolná

V širšom okolí obce Lieskovec sa nachádzajú tri zdroje minerálnych vôd. Dva na severnom okraji obce (ZV-21, ZV-22) a jeden (ZV-23) sv. od obce v areáli JRD (P. Tkáčik et al. 1974, P. Krahulec et al. 1978). Sú to vody studené, s teplotou v rozmedzí 10–14,2 °C, slabo až silne uhličité s obsahom CO_2 1725,0–1950 mg.l^{-1}, nízko mineralizované (M = 0,45—2,12 g.l^{-1}), HCO_3—Ca—Mg—(Na) typu. Viazané sú na vulkanicko-sedimentárny neogénny komplex, v podloží ktorého sú pravdepodobne predmezozoické horniny.

Okolie prameňa ZV-23 bolo termometricky a plynometricky zmapované (R. Bárta—Ľ. Husák—M. Stanko 1977). Z rozloženia teplotného poľa (obr. 12) vidno, že v okolí prameňa je zóna zvýšených teplôt prebiehajúca v smere S—J; je približne 30 m široká. Maximálny rozdiel teploty medzi normálnym a anormálnym poľom je 4 °C. Obsah CO_2 v pôdnom vzduchu je pomerne nízky (max. 10 %), pričom lokalizácia zvýšených obsahov CO_2 nemá zjvanú väzbu na zónu zvýšených teplôt.

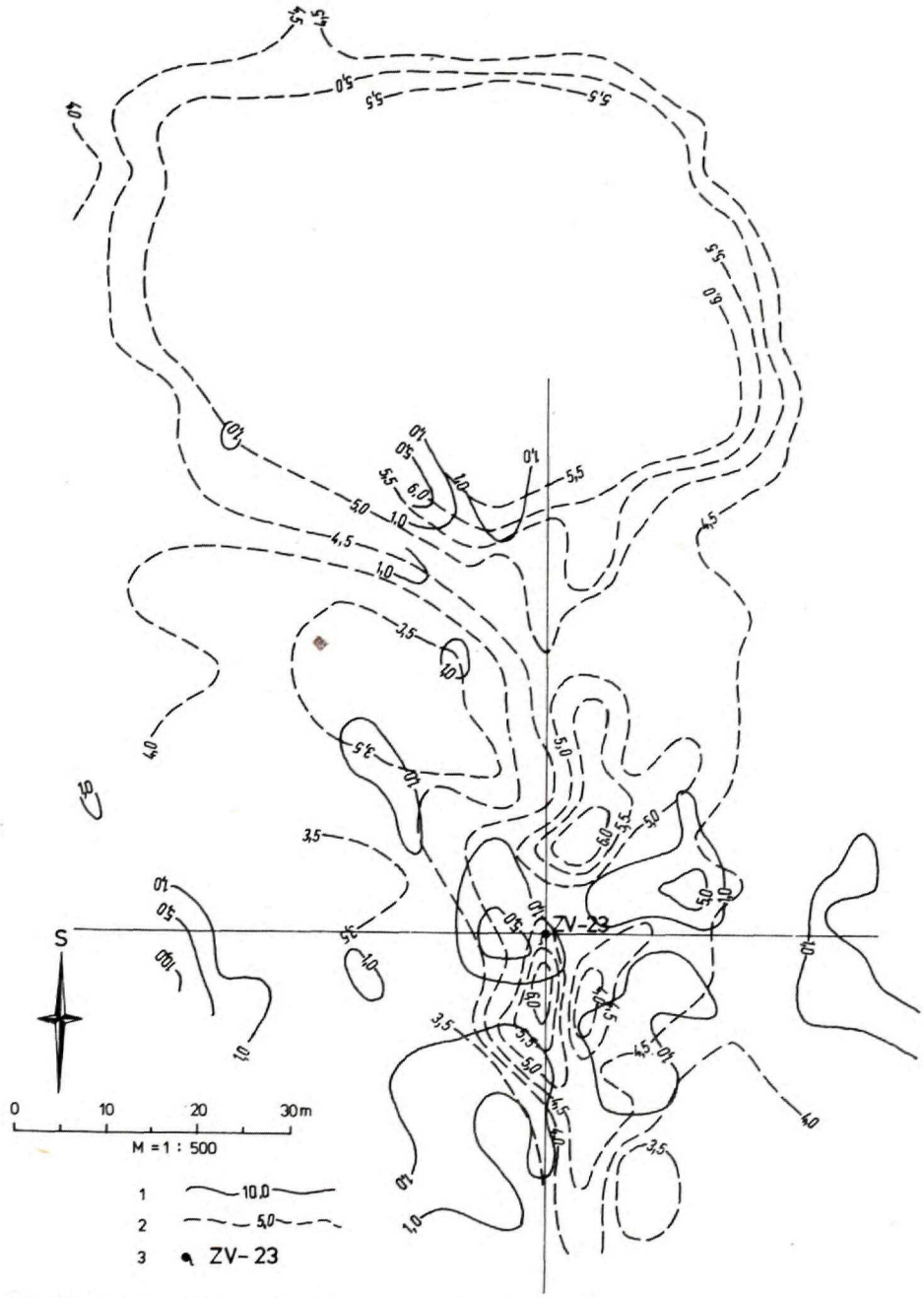
Pramenisko v Lukovom má charakter močariska obdĺžnikového tvaru o rozmeroch približne 130 × 85 m. Minerálna voda je rozptýlená v sedimentoch kvartéru a iba na južnom okraji sa nachádza jeden sústredený výver (ZV-24). Prameň má nepatrnú výdatnosť, voda je studená (5—10 °C), silne uhličitá (CO_2 = 1100,0 mg.l^{-1}), nízko mineralizovaná (M = 2214,6 mg.l^{-1}), SO_4—HCO_3—Ca—Mg typu. Vody sú viazané na spodnotriasové kremence vystupujúce na povrch.

Pramenisko bolo vymapované termometrickými a plynometrickými meraniami. Z obr. 13 vidno, že k výraznej deformácii teplotného poľa nedochádza v bezprostrednom okolí prameňa ZV-24, ale až asi 50 m severne od neho. Tu sa nachádza anomália zvyšených teplôt presahujúca hodnotu normálneho poľa približne o 3—4 °C. Šírka anomálnej zóny je 15—20 m, dĺžka 100 m. Zóna má zhruba tvar písmena L orientovaného v smere SSV—JJZ a SZ—JV. Obsahy CO_2 v pôdnom vzduchu zobrazené formou izolínií dosahujú hodnotu 0—40 %. Výskyt anomálnych obsahov CO_2 dobre koreluje so zvýšenými teplotami.

Ďalšie dva zdroje ZV-26 a ZV-27 sa nachádzajú na južnom a západnom okraji obce Zolná. Sú to vody studené (10,5—13,5 °C), stredne až silne uhličité (obsah CO= 710,3—1525,0 mg.l^{-1}), nízko mineralizované (1,14—2,65 g.l^{-1}), HCO_3—SO_4—Ca—Mg—(Na) typu a SO_4—HCO_3—Ca—Mg typu. Vody sú viazané na vulkanicko-sedimentárny komplex, v podloží ktorého sa pravdepodobne nachádzajú granodiority, resp. spodnotriasové kremence.

Vody v okolí Zvolena

Okolie Zvolena je bohaté na výskyt studených uhličitých minerálnych vôd. Nachádza sa tu desať zdrojov minerálnej vody. Vyskytujú sa jednak v údolí Hrona a jednak v údolí Slatiny. Viazané sú na približne 1,0 km široký pruh z.—v. smeru o dĺžke asi 3,5 km. Sú to vody s teplotou od 10,0 do 18,2 °C, silno uhličité

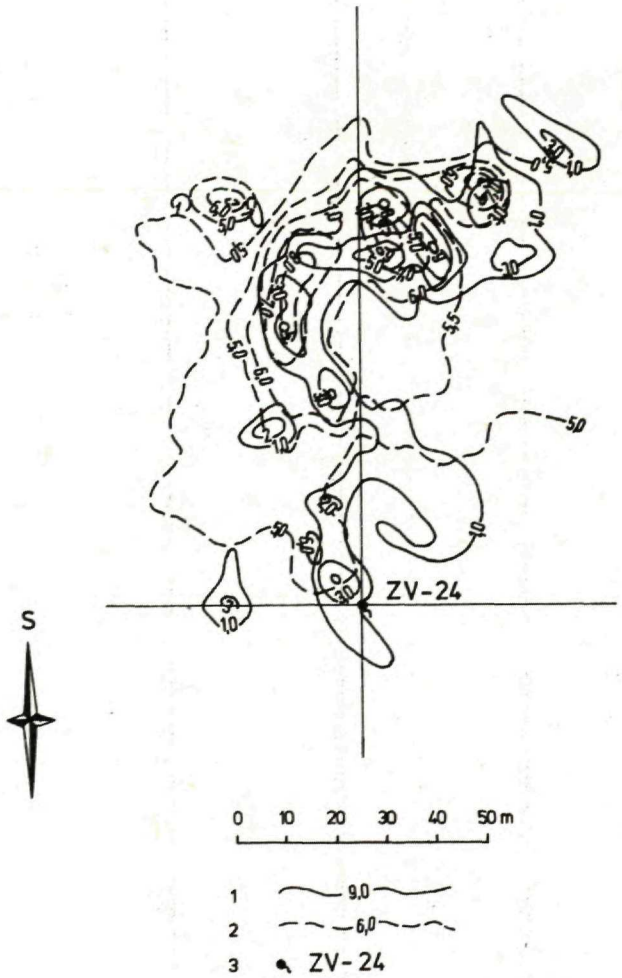


Obr. 12 Mapa izoterm a obsahu CO_2 v pôdnom vzduchu, v hĺbke 2,0 m — lokalita Lieskovec (Ľ. Husák 1977)
1 — izolínie obsahu CO_2 v %; 2 — izolínie teploty v °C; 3 — minerálny prameň

(1160—2354 mg.l^{-1}), nízko mineralizované (150,4—3283,8 mg.l^{-1}), typu HCO_3—SO_4—Ca—Mg—(Na) a HCO_3—SO_4—Ca—Na—(Mg).

Prognóznou lokalitou je západný okraj mesta. Minerálne vody tu vystupujú vo forme prirodzených vývervov (prameň ZV-16 Gustávka). Boli navŕtané tiež koncom minulého storočia v rámci uhoľného prieskumu (prameň ZV-17 Livius). Na tejto lokalite bol realizovaný 650 m hlboký vrt ZVM-1.

V prevŕtanom horninovom komplexe bolo zistené celkom sedem významnejších prítokov minerálnych vôd. Prvý prítok o výdatnosti 1,92 l.s^{-1}, pri znížení hladiny o 3 m, bol navŕtaný v kvartérnych náplavoch Hrona v hĺbke 6,0—8,0 m. Ostatné



Obr. 13 Mapa izoterm a izolínií obsahu CO_2 v pôdnom vzduchu, v hĺbke 2,0 m — lokalita Lukové (Ľ. Husák 1977)
1 — izolínie obsahu CO_2 v %; 2 — izolínie teploty v °C; 3 — minerálny prameň

prítoky sú z neogénneho vulkanicko-sedimentárneho komplexu, ktorý tvoria tufy, tufity, epiklastické brekcie a polohy andezitov. Hĺbku jednotlivých prítokov a výsledky orientačných čerpacích skúšok uvádzame v tab. 6. Výdatnosť jednotlivých prítokov z neogénneho komplexu sa pohybovala medzi 8—44,4 $l.s^{-1}$ na prelive.

Po odvŕtaní a informatívnom hydrogeologickom odskúšaní vrtu bol vybraný na dlhodobé odskúšanie prítok z hĺbky 618,5—625,0 m. Čerpacia skúška počas dvoch mesiacov robila sa pomocou „fujary". Dokumentovala maximálnu výdatnosť 19,7 $l.s^{-1}$ cez otvor 3,45 m nad terénom. Teplota vody bola 27 °C, celková mineralizácia 3,5 $g.l^{-1}$ a obsah CO_2 0,931 $g.l^{-1}$. Tlak vody na ústí vrtu bol pred čerpacou skúškou 0,05 MPa.

Ako vidno z celkového opisu prítokov minerálnych vôd, všetky, až na prvý prítok, nastali z vulkanicko-sedimentárneho komplexu. Vrt je situovaný v tektonicky silne exponovanom mieste — v poklesnutej poruchovej zóne s.—j. smeru. Výdatnosť prítokov (8—44 $l.s^{-1}$) je vzhľadom na navŕtané horninové prostredie pomerne značná. Možno to vysvetliť tým, že poruchová zóna vytvára drén vode rozšírenej v puklinách a póroch vulkanických hornín, najmä v pohoriach na J od Zvolena. Predpokladáme analogickú situáciu, aká je známa z oblasti Podzámčoka a Dobrej Nivy (L. Škvarka 1977).

Podložie neogénneho vulkanicko-sedimentárneho komplexu nebolo vrtom zistené. Najbližšie vystupuje na povrch v oblasti obce Lieskovec. Tvorí ho biotitický granodiorit, ktorý nezreteľne prechádza do porfýrovitých variet (M. Kuthan et al.

Tabuľka 6. Údaje z orientačných čerpacích skúšok

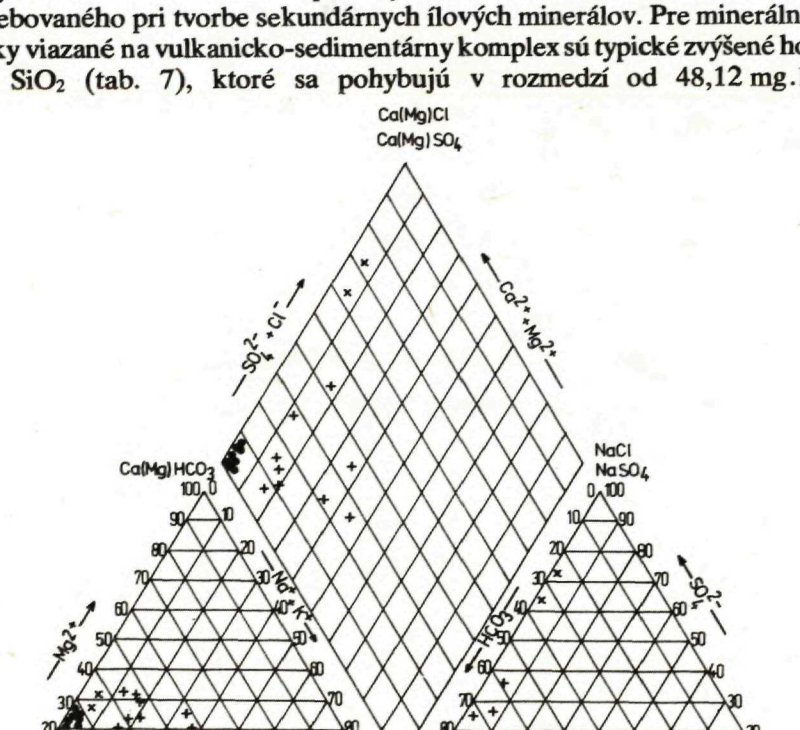
Hĺbka prítokov v m	Litologický opis úseku	Hladina vody (max. zníženie) + nad ter. − pod ter. (m)	Q $l.s^{-1}$	Teplota vody °C	Celková mineralizácia $mg.l^{-1}$	Obsah CO_2 $mg.l^{-1}$	Chemický typ vody > 10 mval % iónov
6,0– 8,7	piesčité riečne aluviálne štrky	− 3,0	1,91	14,5	3115,5	1645, 16	HCO_3–Na–Ca
17,0– 28,0	pelitické až piesčité tufy	+ 2,05	16,6	16,0	3237,16	1495,12	HCO_3–Na–Ca
101,3–195,0	epiklastické brekcie pyrox. andezity	+ 2,45	7,9	22,0	3496,63	1281,28	HCO_3–Na–Ca–Mg
220,0–230,0	epiklastické brekcie	+ 3,2	37,3	23,0	3773,23	1053,8	HCO_3–Na–Ca
322,0–324,5	epiklastické brekcie	+ 2,0	12,0	23,7	3568,37	1060,4	HCO_3–Na–Ca
455,0–466,0	epiklastické brekcie	+ 2,0	21,1	23,7	3675,17	1213,08	HCO_3–Na–Ca–Mg
618,5–625,0	epiklastické brekcie	+ 2,0	44,4	26,5	3559,1	974,16	HCO_3–Na–Ca

1963). Tie isté horniny boli zistené aj vrtom PK-1 (M. Pulec 1966), vzdialeným asi 750 m sz. od vrtu ZVM-1 v hĺbke 725 m. Predpokladáme, že aj v oblasti Zvolena sú v podloží neogénu granodiority.

Genéza chemického zloženia vôd v oblasti Zvolen—Lieskovec—Zolná—Lukové

Minerálne vody v tejto oblasti patria k silikátogénnym alebo silikáto-karbonátogénnym vodám. Ich chemické zloženie sa utvára hydrolytickým rozkladom silikátových minerálov, menej i rozpúšťaním karbonátov, alebo oxidačnou degradáciou sulfidickej síry.

Produktom hydrolytického rozkladu silikátových minerálov (plagioklasov, pyroxénov, amfibolu a biotitu) sú väzbové ióny ich mriežok (Ca^{2+}, Na^{+}, Mg^{2+}), ktoré sa dostávajú do roztoku vo forme rozpustených bikarbonátov a značné množstvá SiO_2 nespotrebovaného pri tvorbe sekundárnych ílových minerálov. Pre minerálne vody geneticky viazané na vulkanicko-sedimentárny komplex sú typické zvýšené hodnoty obsahu SiO_2 (tab. 7), ktoré sa pohybujú v rozmedzí od 48,12 mg.l^{-1} do



Obr. 14 Klasifikačný diagram minerálnych vôd
1 — karbonátogénne vody; 2 — silikátogénne, resp. silikáto-karbonátogénne vody; 3 — sulfátogénne, resp. sulfáto-karbonátogénne vody

Tabuľka 7. Základné hydrochemické parametre silikátogénnych, resp. silikáto-karbonátogénnych minerálnych vôd

Lokalita	Minerali-zácia mg . l^{-1}	CO_2 mg . l^{-1}	SiO_2 mg . l^{-1}	S_1(Cl)	S_1(SO_4)	A_1	A_2	Mg/Ca	T vody °C
Zvolen ZV–12	1127,95	1160,0	59,92	3,064	4,371	–	67,88	0,600	18,2
Zvolen ZV–15	1875,83	1656,0	48,12	4,157	31,053	2,726	61,29	0,481	13,8
Zvolen ZV–16	1448,09	1654,4	70,53	4,753	16,131	12,64	65,47	0,603	12,2
Zvolen ZV–19	963,76	2354,0	70,42	1,707	8,857	9,77	77,53	0,470	13,0
Lieskovec ZV–21	435,97	1838,0	73,95	3,113	12,177	1,60	75,03	0,416	10,0
Lieskovec ZV–22	651,68	1950,0	67,96	1,440	12,085	4,69	79,54	0,321	13,0
Lieskovec ZV–23	2092,59	1725,0	59,97	13,076	12,766	18,62	54,17	0,406	14,2
Lukavica ZV–25	1938,76	924,0	69,83	0,400	8,650	8,072	82,79	0,622	12,7
Zolná ZV–26	1143,13	710,3	59,97	7,406	11,457	–	57,55	0,583	13,5

Poznámka: Chemické analýzy vôd prebrané z práce P. Krahulec a kol. (1978)

70,53 mg.l^{-1}, čo potvrdzujú aj štúdiá S. N. Davisa (1964 in W. L. Polzer 1967), ktorý tvrdí, že najväčšie množstvá SiO_2 v podzemnej vode sú viazané na vulkanické horniny.

Správanie sa $Si_{(aq)}$ podrobne rozoberá R. K. Iler (1955), ktorý popisuje primárne reakcie zahrňujúce rozličné formy $Si_{(aq)}$ s ohľadom na pH roztoku:

$$\text{Pri pH} = 1-9 \qquad \frac{1}{x}(SiO_2)_x + 2\,H_2O = H_4SiO_{4(aq)}$$

$K = H_4SiO_4$, kde H_4SiO_4 je funkciou kremeňa. Podľa G. W. Morey (1963): $K_{kremeň} = H_4SiO_{4\ kremeň} \sim 1 \times 10^{-4}$ mól.l^{-1} (6 mg.l^{-1}) a podľa K. B. Krauskopfa (1956): $K_{amorfný} = H_4SiO_{4\ amorfný}\ 2.10^{-3}$ mól.l^{-1} (120 mg.l^{-1})

Skôr než nastane depolymerizácia, pevný SiO_2 sa hydratuje.

Pri rozpúšťaní silikátových minerálov vstupuje najprv H^+ ión prostredníctvom hydratačného obalu do silikátovej mriežky a narúša jej elektroneutralitu. Aby bola elektroneutralita zachovaná, do roztoku prechádzajú ióny Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}. Tieto procesy možno graficky znázorniť stabilným diagramom (obr. 15) Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O, z ktorého vyplýva, že v študovaných vodách je najstabilnejšou fázou kaolinit a Na-montmorillonit. Najbežnejším plagioklasom vyskytujúcim sa v horninách vulkanicko-sedimentárneho komplexu je andezín, preto môžeme formovanie kaolinitu a Na-montmorillonitu vyjadriť rovnicami:

$$3\,\underset{\text{(andezín)}}{Na_{0,66}Ca_{0,33}Al_{1,33}Si_{2,66}O_8} + 14\,H_2O + 4\,CO_2 = 2\,\underset{\text{(kaolinit)}}{H_4Al_2Si_2O_9} +$$

$$+ 2\,Na^+ + Ca^{2+} + 4\,H_4SiO_4 + 4\,HCO_3^-$$

$$6\,\underset{\text{(andezín)}}{Na_{0,66}Ca_{0,33}Al_{1,33}Si_{2,66}O_8} + 6\,CO_2 + 18\,H_2O = 3\,\underset{\text{(montmorillonit)}}{Na_{0,66}Al_{2,66}Si_{3,33}O_{10}(OH)_2} +$$

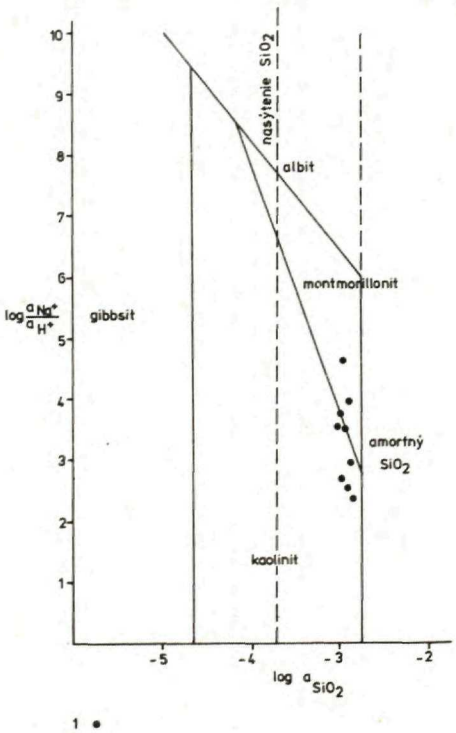
$$+ 2\,Ca^{2+} + 2\,Na^+ + 6\,H_4SiO_4 + 6\,HCO_3^-$$

SiO_2 sa uvoľňuje hlavne vo forme monomérnej H_4SiO_4. Všetky skúmané vody sú presýtené kremeňom (obr. 15) a približujú sa rovnováhe s amorfným SiO_2, čo poukazuje na prítomnosť amorfných foriem SiO_2 v ich obehových cestách. Obecne prítomná A_1 zložka (tab. 7), zvýšené obsahy Na^+ v katiónovom zložení študovaných vôd) súvisí s prednostným uvoľňovaním Na^+ z mriežok plagioklasov za zvýšených tlakov a teplôt.

Ďalším mineralizačným procesom, ktorý sa uplatňuje pri utváraní chemického zloženia tejto genetickej skupiny minerálnych vôd, je oxidačná degradácia sulfidickej síry. Ide hlavne o rozpúšťanie produktu tejto degradácie sadrovca, ktorý vznikal v priebehu postvulkanického, resp. postsedimentárneho vývoja vulkanicko-sedimentárneho komplexu. Dôsledkom oxidačných procesov počas už spomínaného vývoja neogénnych sedimentov sú aj pomerne značné obsahy železa, prítomné v študovaných vodách.

Intenzívne postvulkanické premeny, z ktorých najintenzívnejšia je karbonizácia (v menšej miere sa uplatňuje opalizácia, chloritizácia, bentonitizácia), svedčí o tom, že pri tvorbe chemického zloženia študovaných vôd sa významne uplatňuje aj rozpúšťanie karbonátov.

Značný rozptyl mineralizácie (tab. 7) je spôsobený zrejme stupňom preplynenia a celkovej doby, počas ktorej je CO_2 prítomný v obehových cestách skúmaných minerálnych vôd. Výrazný kalciovo-(magnéziovo)-bikarbonátový typ tejto skupiny



Obr. 15 Stabilitný diagram systému Na_2O—SiO_2—Al_2O_3—H_2O pri 25 °C a tlaku 0,101 MPa
1 — silikátogénne, resp. silikáto-karbonátogénne minerálne vody

vôd s plytkým i hlbším obehom (tab. 7)) súvisí zrejme s prevažujúcim vápnitejším charakterom pyroklastík, hlavne najhojnejšie zastúpených tufitov.

Minerálne vody prameňov ZV-24 Lukové a ZV-27 Zolná zaraďujeme k prechodnému sulfátovo-karbonátogénnemu typu. Hlavným mineralizačným procesom tvorby ich chemického zloženia je rozpúšťanie sadrovca, kalcitu a dolomitu (viď pomer Mg/Ca v tab. 8). Patria k minerálnym vodám Sliačskej kotliny (Sliač, Kováčová, Borová Hora, Badín), ktoré sú viazané na triasové karbonáty mezozoika.

Tabuľka 8. Základné hydrochemické parametre sulfáto-karbonátogénnych minerálnych vôd

Lokalita – označenie zdroja	Minerali-zácia	CO_2	$S_1(Cl)$	$S_1(SO_4)$	$S_2(SO_4)$	A_2	Mg/Ca	SO_4/M
	$mg.l^{-1}$	$mg.l^{-1}$	–	–	–	–	–	–
Lukové ZV–24	2228,21	1100,0	0,250	6,804	58,51	34,27	0,432	0,327
Zolná ZV–27	2654,24	1525,0	–	7,923	59,28	32,64	0,400	0,334

Začlenenie skúmaných vôd medzi minerálne vody Sliačskej kotliny

Ďalšie významné zdroje minerálnych vôd sa nachádzajú v Kováčovej a na Sliači. Postupne rozoberieme geologické podmienky jednotlivých výskytov, ktoré sa odrážajú v chemickom zložení (tab. 9).

Minerálne vody v Čačíne a Čeríne sú viazané na triasové brekciovité a bunečnaté dolomity (rauvaky) krížňanského príkrovu (obr. 7). Rauvakizované dolomity nie sú v styku so sadrovconosným súvrstvím. Ležia na spodnotriasových kremencoch. V ich nadloží sú strednotriasové dolomity, resp. reiflinské vápence chočského príkrovu.

Minerálne vody medzi Čerínom a Dolnou Mičinou sú viazané na triasové vápence príkrovu Drienku, ktoré ležia na verfénskom súvrství (obr. 10). V ich nadloží sú tufity bádenu a piesky a štrky pliocénu.

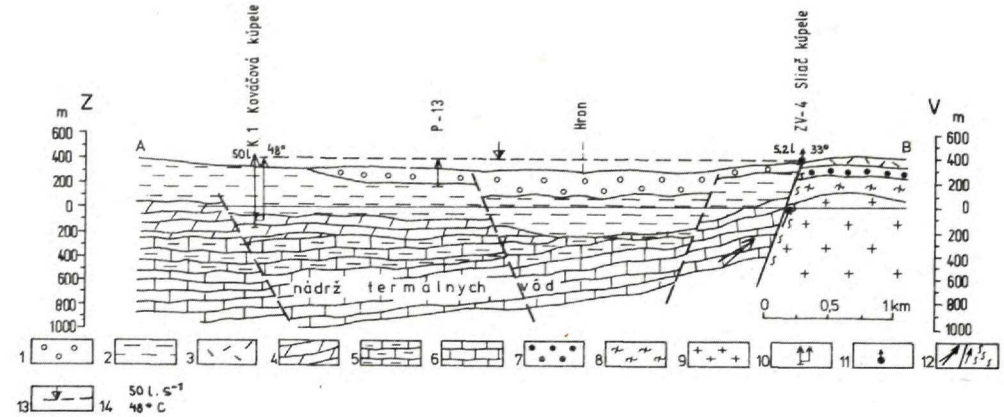
Minerálne vody v Kováčovej boli navŕtané v triasových dolomitoch (obr. 16) v hĺbke 393 m. Podľa teploty vôd (48,5 °C) predpokladáme, že ich tvorba je viazaná na triasové dolomity a vápence krížňanského príkrovu, z ktorých vystupujú do dolomitov chočského príkrovu. Teplota okolo 50 °C je v hĺbke okolo 900 m (I. Lizoň 1975), v ktorej by sa mal nachádzať strop triasových karbonátov krížňanského príkrovu. Tieto karbonáty ležia na sadrovcovonosnom súvrství spodného triasu. Je to overené jadrom z hĺbky 388,0—392,0 m vo vrte BB-1 v Banskej Bystrici na Štiavničkách (ústne oznámenie A. Bieleho 1980). Minerálne vody na Sliači sú v mieste prirodzeného výveru Kúpeľného prameňa zachytené vrtom v spodnotriasových kremencoch. No obsahom rozpustených tuhých látok je voda v Kováčovej úplnou obdobou Kúpeľného prameňa na Sliači, ktorého mineralizácia je asi o 1/6 vyššia (3500 $mg.l^{-1}$), pri obsahu CO_2, nad kritérium kyselky (O. Hynie 1963, str. 590). O. Hynie uvádza, že spojitosť sliačskych teplých kyseliek s termou v Kováčovej je hydrogeologicky jednoznačná (l.c. str. 650). Na základe novších poznatkov zo Sliačskej kotliny (O. Franko 1964) sa s týmto názorom stotožňuje O. Franko (in V. Myslil—O. Franko 1968).

Tabuľka 9. Genetické oblasti chemizmu minerálnych vôd Zvolenskej pahorkatiny

Zložka mg . l^{-1} resp. mval %	1. oblasť				2. oblasť		3. oblasť	
	1A podoblasť		1B podoblasť		–		–	
	Čačín – Čerín		Čerín – D. Mičiná		Kováčová – Sliač		Zvolen – Lieskovec	
	Čačín BB–22	Čačín vrt ČAM–1	Čerín BB–27	Čerín vrt ČEM–1	Sliač Kúpeľný ZV–4	Kováč. vrt K–1	Zvolen vrt ZVM–1	Lieskovec ZV–23
Na^+	27,2	32,0	28,0	38,0	65,0	42,0	450,0	275,0
K^+	4,2	7,75	12,89	16,4	34,5	20,20	61,0	49,5
Mg^{+2}	64,2	72,5	137,5	163,8	180,0	136,0	106,28	52,50
Ca^{+2}	394,4	425,0	615,0	753,3	680,0	486,0	291,98	255,0
Fe^{+2}	0,43	11,60	5,0	1,28	4,70	8,30	9,40	0,29
Sr^{+2}	–	0,63	2,80	2,60	11,50	11,0	5,15	3,30
Cl^-	4,6	9,93	13,47	14,8	10,28	6,74	88,98	144,64
SO_4^{-2}	9,05	9,7	150,45	192,6	1581,0	1267,7	354,7	181,80
HCO_3^-	1574,26	1759,2	2477,41	2972,3	1195,4	731,02	2150,3	1362,58
$S_1(Cl)$	0,58	0,96	0,86	0,76	0,54	0,50	5,56	13,40
$S_1(SO_4)$	0,73	0,68	2,74	3,32	6,52	5,64	16,36	12,44
$S_2(SO_4)$	0,0	0,0	4,36	4,22	55,84	62,80	0,0	0,0
A_1	4,04	3,86	0,0	0,0	0,0	0,0	25,38	17,16
A_2	94,47	93,0	91,52	91,58	36,7	30,26	51,94	56,04
Mg/Ca	0,27	0,28	0,37	0,36	0,43	0,46	0,60	0,34
HCO_3/SO_4	135,78	144,64	12,96	12,16	0,59	0,45	4,77	5,90
SO_4/M	0,004	0,003	0,035	0,038	0,311	0,343	0,082	0,062
$Sr/Ca . 10^3$	–	0,55	2,00	1,70	7,80	10,43	8,04	5,76
M	2110,88	2349,8	3481,3	4178,9	3778,03	2734,5	3575,6	2399,1
CO_2	1710,0	1513,6	1812,9	1116,7	1051,6	498,5	884,8	1422,96
T vody °C	13,7	15,5	10,7	11,0	33,0	48,5	25,3	5,5
Dátum odberu	1970	9. 1. 78	9. 1. 78	7. 3. 77	13. 1. 78	13. 1. 78	7. 3. 77	11. 1. 78
Analýza	IGHP	GÚDŠ	GÚDŠ	GÚDŠ	GÚDŠ	GÚDŠ	GÚDŠ	GÚDŠ
Genéza chemického zloženia vôd	karbonátogénne				sulfáto--karbonátogénne		silikátogénne, resp. silikáto-karbonátogénne	

Minerálne vody vo Zvolene, overené vrtom ZVM-1, sú viazané na neogénny vulkanicko-sedimentárny komplex tufov, tufitov a epiklastických brekcií s polohami pyroxenických andezitov (O. Franko—M. Zakovič 1979).

Na základe rozdielnosti medzi minerálnymi vodami v oblasti Zvolen—Lieskovec na jednej strane a Borová Hora—Sliač—Kováčová na strane druhej vymedzuje S. Gazda 1977 (in M. Zakovič et al. 1977) a O. Franko—M. Zakovič (1979) dve



Obr. 16 Schematický hydrogeologický rez medzi kúpeľmi Kováčová a Sliač
1—3 neogén: 1 — štrky, piesky (pliocén); 2 — tufitické íly, (sarmat); 3 — jemnopsamitické tufy (báden); 4—7 mezozikum: 4 — chočský príkrov — dolomity (stredný — vrchný trias); 5—7 krížňanský príkrov: 5 — krieda a jura vcelku; 6 — vrchný a stredný trias vcelku; 7 — kremence (spodný trias); 8 — kremité porfýry (perm); 9 — granodiority; 10 — hydrogeologický vrt s voľným prelivom; 11 — minerálny prameň na Sliači zachytený vrtom; 12 — poruchová zóna s vystupujúcou termálnou vodou; 13 — statická hladina termálnej vody medzi kúpeľami Kováčová a Sliač; 14 — výdatnosť v $l.s^{-1}$ a teplota vody °C

genetické oblasti vôd (2 typy), ktoré sú viazané na samostatné hydrogeologické štruktúry. M. Zakovič (1979) vymedzuje ešte 3. oblasť, a to minerálne vody v území Čačín—Čerín—Dolná Mičiná. Ako vyplýva zo stručného opisu geologických podmienok jednotlivých výskytov, môžeme dnes 3. oblasť rozdeliť na dve samostatné podoblasti viazané na samostatné hydrogeologické štruktúry. Rozlišujeme teda oblasti: 1. Čačín—Čerín—Dolná Mičiná s podoblasťou 1A. Čačín—Čerín a 1B. Čerín—Dolná Mičiná; 2. Kováčová—Sliač; 3. Zvolen—Lieskovec (obr. 2, tab. 9). Tu treba uviesť, že na obr. 2 zanedbávame vody v Lukavici a Sebedíne—Bečove, pretože zobrazujeme vody viazané na predneogénne podložie.

Zásadný rozdiel je medzi prvými dvoma oblasťami a treťou oblasťou. V prvých dvoch sú vody viazané na triasové karbonáty (vody sú typu HCO_3—Ca—Mg a SO_4—HCO_3—Ca—Mg) a v tretej na neogénny vulkanicko-sedimentárny komplex (vody sú typu HCO_3—Na—Ca—(Mg)). Výrazný rozdiel je tiež medzi prvou oblasťou (vody typu HCO_3—Ca—Mg) a oblasťou druhou (vody typu SO_4—HCO_3—Ca—Mg). Medzi podoblasťou 1A a 1B už nie je rozdiel v type vôd. Rozdiel, ktorý sa však výrazne prejavuje medzi nimi a súčasne druhou oblasťou, je v zastúpení podielu zložky Mg^{2+}, Ca^{2+} Sr^{2+} a SO_4^{2-} vo vodách uvedených horninových prostredí. Pokiaľ ide o zložky SO_4^{2-} odráža sa to v stúpaní hodnôt $S_1(SO_4)$, $S_2(SO_4)$ a SO_4/M a klesaní hodnôt HCO_3/SO_4 v smere od podoblasti 1A k podoblasti 1B a k druhej oblasti. Pokiaľ ide o zložky Mg^{2+} a Ca^{2+}, prejavuje sa to v zastúpení hodnôt Mg/Ca v tom istom smere. V súlade s uvedeným narastaním obsahu zložky SO_4^{2-} je aj narastanie obsahu Sr^{2+} (E. V. Posochov 1975), čo sa prejavuje v stúpaní hodnôt Sr/Ca taktiež v tom istom smere. Rozdiely sú teda nielen v makrokomponentoch ale aj v mikrokomponentoch.

Vo vzťahu k horninovému prostrediu vystupujúcemu na povrchu nevieme celkom dobre vysvetliť rozdiel medzi vodami podoblasti 1A a 1B. Hoci sú v 1A vody viazané na porušené dolomity (rauvaky) a v 1B na vápence, hodnoty Mg/Ca sú vyššie v podoblasti 1B (0,36—0,37) než v podoblasti 1A (0,27—0,28). Tento nesúlad by mohol poukazovať na to, že vody v podoblasti 1A sú z triasových reiflinských vápencov chočského príkrovu (obr. 6). No nemusí tomu tak byť, lebo hodnota Mg/Ca z obyčajnej vody zachyteného prameňa z reiflinských vápencov (Ľ. Cibuľka 1971) je 0,48. A naopak, hodnota Mg/Ca z „minerálnej" vody ($M = 1\ g.l^{-1}$, $CO_2 = 198\ mg.l^{-1}$) zachytenej v brekciovitých triasových dolomitoch (rauvakoch) krížňanského príkrovu vrtom HČ-1 (Ľ. Cibuľka 1971) je 0,11. Vysvetlením môže byť to, že v podloží reiflinských vápencov sú ešte dolomity.

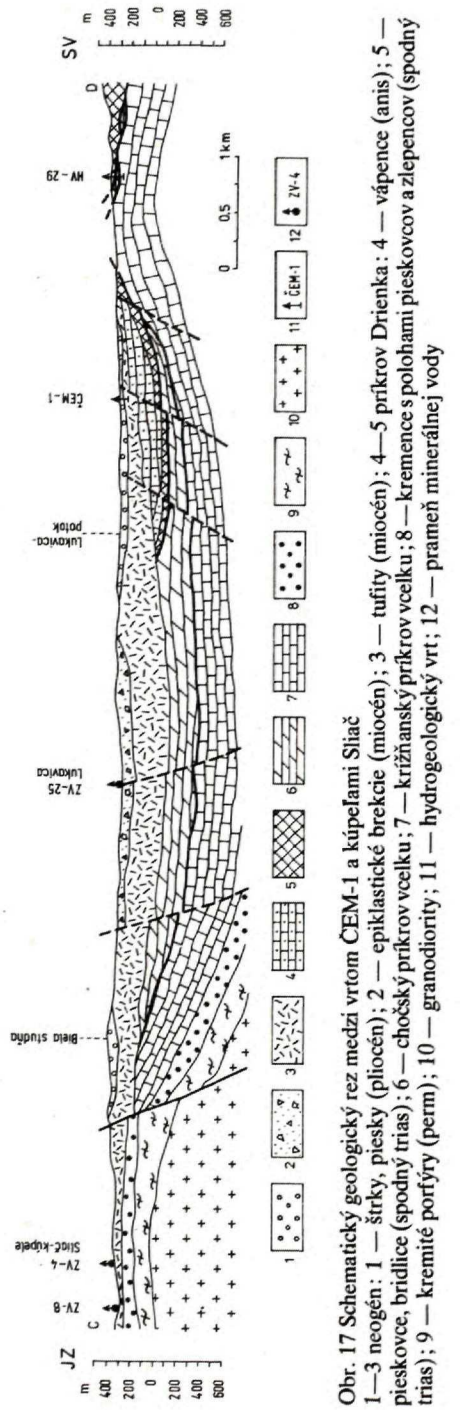
Diskusia o vzťahu erupcie z vrtu ČEM-1 k minerálnym vodám v kúpeľoch Sliač

Diskusiu vyvoláva výrazný pokles výdatnosti (o $0{,}8\ l.s^{-1}$) Kúpeľného prameňa na Sliači. Výdatnosť a teplota vody sa pravidelne meria denne okrem dní pracovného voľna. Erupcia vznikla 4. 3. 1977, Kúpeľom Sliač bola oznámená 5. 3. 1977. Zo strany Geologického ústavu D. Štúra bolo požadované, aby sa merania na Sliači vykonávali tri krát denne (tab. 10).

Erupcia vrtu sa začala likvidovať injektážou cementovej zmesi dňa 12. 3. 1977, skončená bola 30. 3. 1977. V tomto období z vrtu a jeho okolia vytekala minerálna voda s priemerným množstvom $15\ l.s^{-1}$. Denné množstvá sa pohybovali v rozmedzí $2{,}5—36{,}5\ l.s^{-1}$.

Tabuľka 10. Hodnoty výdatnosti Kúpeľného prameňa na Sliači počas erupcie vrtu ČEM–1

Dátum (1977)	Výdatnosť – Q ($l.s^{-1}$)				Priemer Q($l.s^{-1}$)
	Vrt ČEM–1	Kúpeľný prameň			
Doba merania		6,00 hod.	13,00 hod.	19,00 hod.	–
3. 3.	–	5,3			–
4. 3.	300 (odhad)	5,4			–
5. 3.	?	5,3			–
6. 3.	?	5,2	5,2		5,2
7. 3.	?	5,0	4,9		4,95
8. 3.	161	4,5	4,9		4,7
9. 3.	161	4,7	4,6	4,6	4,63
10. 3.	161	4,7	5,0	4,5	4,73
11. 3.	56	4,5	4,7	4,5	4,56
12. 3.	cementácia	4,9	4,8	4,4	4,7
13. 3.	cementácia	4,5	4,5	4,6	4,53
14. 3.	cementácia	4,7	4,6	4,2	4,5
15. 3.	cementácia	4,9	4,7	4,5	4,76



Obr. 17 Schematický geologický rez medzi vrtom ČEM-1 a kúpeľami Sliač
1—3 neogén: 1 — štrky, piesky (pliocén); 2 — epiklastické brekcie (miocén); 3 — tufity (miocén); 4—5 príkrov Drienka: 4 — vápence (anis); 5 — pieskovce, bridlice (spodný trias); 6 — chočský príkrov vcelku; 7 — krížňanský príkrov vcelku; 8 — kremence s polohami pieskovcov a zlepencov (spodný trias); 9 — kremité porfýry (perm); 10 — granodiority; 11 — hydrogeologický vrt; 12 — prameň minerálnej vody

Z tabuľky 10 vidno, že najmenšie hodnoty výdatnosti Kúpeľného prameňa boli zistené pri treťom meraní. Vynára sa otázka, či denný odber vody neovplyvňuje hodnoty výdatnosti namerané vo večerných hodinách oproti výdatnostiam nameraným v ranných hodinách. Ak áno, tak výdatnosť Kúpeľného prameňa klesla z 5,3 na 4,5 (5. deň erupcie), a nie na 4,2 $l.s^{-1}$ (3. deň po začatí likvidácie erupcie). V čase od 16. 3. do 31. 5. 1977 sa hodnoty výdatnosti z ranných meraní pohybovali v rozmedzí 4,5—5,3 $l.s^{-1}$. Od 1. júna 1977 sa výdatnosť znovu začala merať len jeden krát denne. V mesiaci júni už výdatnosť neklesla pod hodnotu 5,2 $l.s^{-1}$.

Z predchádzajúceho rozboru minerálnych vôd Zvolenskej pahorkatiny vidno, že vody z vrtu ČEM-1 a vody na Sliači sú viazané na rozdielne hydrogeologické štruktúry a horninové prostredie (obr. 10, 16), čo sa odráža aj v ich rozdielnom chemickom zložení (tab. 9). Túto štruktúrnu rozdielnosť môžeme najlepšie sledovať na schematickom reze medzi vrtom ČEM-1 a Sliačom (obr. 17). Triasové karbonáty príkrovu Drienok ležia so svojím nepriepustným spodnotriasovým podložím najprv na sedimentoch chočského a potom krížňanského príkrovu. Na základe geologickej stavby širšieho okolia predpokladáme, že sú sedimenty príkrovu Drienok južným smerom rozšírené len do oblasti potoka Lukavica. Z obr. 17 však vidno, že sedimenty chočského (lunzské vrstvy, reiflinské vápence, dolomity), resp. krížňanského (horniny kriedy, jury a triasu) príkrovu pokračujú až ku Sliaču. Vieme však, že vody karbonátov krížňanského príkrovu (vrt ČAM-1) sú HCO_3—Ca—Mg typu. Tohoto istého typu sú však aj vody chočského príkrovu z už spomínaných reiflinských vápencov. A ako vieme, vody na Sliači sú typu

SO_4—HCO_3—Ca—Mg. Z hľadiska chemického zloženia vôd nemôžu teda vody na Sliači pochádzať z karbonátov chočského alebo krížňanského príkrovu, ktoré na povrchu vystupujú severne od spojnice Čerín—Dolná Mičiná. Je to tiež nepravdepodobné z hľadiska bilančného, lebo vody triasových karbonátov vystupujúcich na povrch v tejto oblasti sú odvodňované v prameňoch na severnom okraji obce Čačín. Rozloha na povrch obnažených karbonátov je zhruba 3,5 km^2. Pri predpokladanom špecifickom odtoku podzemných vôd (7,0 $l.s^{-1}$) by malo z bilancovaného územia odtekať 24,5 $l.s^{-1}$. Výdatnosť zachytených prameňov je 28,2—68,4 $l.s^{-1}$. Znamená to, že sú dotované aj vodami z pokryvných neogénnych a kvartérnych sedimentov. Ak by sa časť vôd podieľala na hlbokej cirkulácii, mali by vyvierať na severnom tektonickom ohraničení lieskovského chrbta, a nie v mieste kúpeľov Sliač. No je tiež možné, že tomu bránia vrchnobádenské tufity, ktoré sú pri zlome vyvinuté zhruba v 150 m hrúbke (obr. 17). Na lieskovskom chrbte v oblasti Sliača sú zastúpené len triasové kremence, ktorých termálne vody, ako sme už uviedli, sú totožné s termálnymi vodami kúpeľov Kováčová.

Z uvedeného vyplýva, že pre minerálne vody vrtu ČEM-1 a kúpeľov Sliač, resp. pre všetky minerálne vody Sliačskej kotliny a Zvolenskej pahorkatiny je spoločný len CO_2. V prípade minerálnych vôd medzi Čerínom a Dolnou Mičinou je to tektonická línia smeru JZ—SV, po ktorej je CO_2 z hĺbky privádzaný. Ide o tektonickú (násunovú) líniu 1. rádu, ktorá oddeľuje krakľovské pásmo od pásma ľubietovského (V. Zoubek 1935, O. Fusán et al. 1971). Na tejto „Hlavnej pohronskej žriedlovej línii kyseliek" (O. Hynie 1963) vyvierajú jz. smerom uhličité vody v Lukavici, na Sliači, Borovej Hore a vo Zvolene (M. Maheľ 1952, O. Hynie 1963). Severovýchodným smerom vyvierajú na tejto línii kyselky v Čačíne (resp. medzi Čerínom a Čačínom), Ponikách, Ľubietovej (O. Hynie 1963), Mýte pod Ďumbierom a Jarabej (V. Zoubek 1935). Ako vidno, CO_2 privádzaný jednou tektonickou líniou preplyňuje vody rôznych samostatných hydrogeologických štruktúr. Vzniká potom otázka, či je možné, aby prostredníctvom CO_2 boli ovplyvnené výdatnosti prameňov z rôznych samostatných hydrogeologických štruktúr. Odpoveď nie je jednoduchá, hlavne keď na Sliači nebol zistený pokles obsahu voľného CO_2 a obsah spontánneho CO_2 nie je meraný. Hádam môžeme použiť analógiu zo zemetrasenia — uvoľnenie a vyrovnávanie tlakov. Pri uvedenej mohutnej erupcii došlo k nárazovému odplyneniu nádrže uhličitých vôd (uvoľnenie tlakov), čo mohlo vyvolať difúziu CO_2 zo širšieho okolia do miesta poklesu tlaku (koncentrácie) CO_2 (vyrovnanie tlakov). Ak tomu tak bolo (je to nedoložený predpoklad), treba uviesť, že taký druh ovplyvnenia je v porovnaní s ovplyvnením prameňov z tej istej štruktúry menej významný. Pri uvedenej „difúznej" možnosti ovplyvnenia je na druhej strane rozporným to, že bola iba čiastočne ovplyvnená výdatnosť prameňa BB-27 z tej istej štruktúry a neboli ovplyvnené pramene najbližších štruktúr (ZV-25 v Lukavici a vrt ČAM-1 v Čačíne).

Diskusia o režime minerálnych vôd v kúpeľoch Sliač

Diskusiu vyvoláva nejasný vzťah zrážok k výdatnosti Kúpeľného prameňa — vrtu hlbokého 58,6 m. Výdatnosť Kúpeľného prameňa má totiž viackrát opakovanú

dlhoročnú klesajúcu tendenciu a viackrát opakované nárazové stúpanie a klesanie výdatnosti. Zachytávací vrt bol realizovaný v rokoch 1935—1937 (V. Dašek 1939). Minerálna voda je zachytená v porušených spodnotriasových kremencoch a pieskovcoch v hĺbke 28,1—40,8 m. Týždenné merania výdatnosti prameňa sú k dispozícii od r. 1950. Do začiatku hydrologického roku 1952 sú namerané hodnoty značne rozkolísané (od 6,7 do 5,0 $l.s^{-1}$) a štyri krát prerušené (v roku 1951 od februára do októbra), takže sú prakticky nepoužiteľné.

Od roku 1952 do roku 1979 je výdatnosť prameňa, zrážky a teplota vzduchu graficky spracovaná na obrázku 18. Prvé hodnotenie režimu výdatnosti Kúpeľného prameňa za obdobie rokov 1950—1971 vykonali A. Rebro—K. Malatinský—M. Klago (1971). Konštatovali, že pokles výdatnosti prameňa spôsobuje narastenie inkrustov v rozvodných zariadeniach a zanášanie aktívnej časti vrtu (v júli 1969 bola prechodnosť vrtu zistená len do hĺbky 34,6 m; J. Krajča 1969) a že zvýšenie výdatnosti prameňa nastane vždy po balneologickom zásahu (rekonštrukcii) do vrtu.

Uvedené javy prakticky znemožňujú hodnotiť prirodzený chod režimu výdatnosti prameňa v závislosti na zrážkach. V dlhých časových úsekoch sú pomalé klesania výdatnosti zaznamenané v obdobiach rokov 1952—1959 (pokles výdatnosti z priemerných 6,0 $l.s^{-1}$ na 5,5 $l.s^{-1}$), 1960—1967 (pokles z priemerných 5,4 na 4,2 $l.s^{-1}$) a 1969—1975 (pokles z priemerných 5,2 na 4,8 $l.s^{-1}$). Nárazové stúpnutie výdatnosti po rekonštrukcii vrtu nastalo v r. 1959 z 5,4 na 6,2 $l.s^{-1}$, v r. 1967—1968 zo 4,1 na 6,8 $l.s^{-1}$ a v r. 1976 zo 4,8 na 5,8 $l.s^{-1}$.

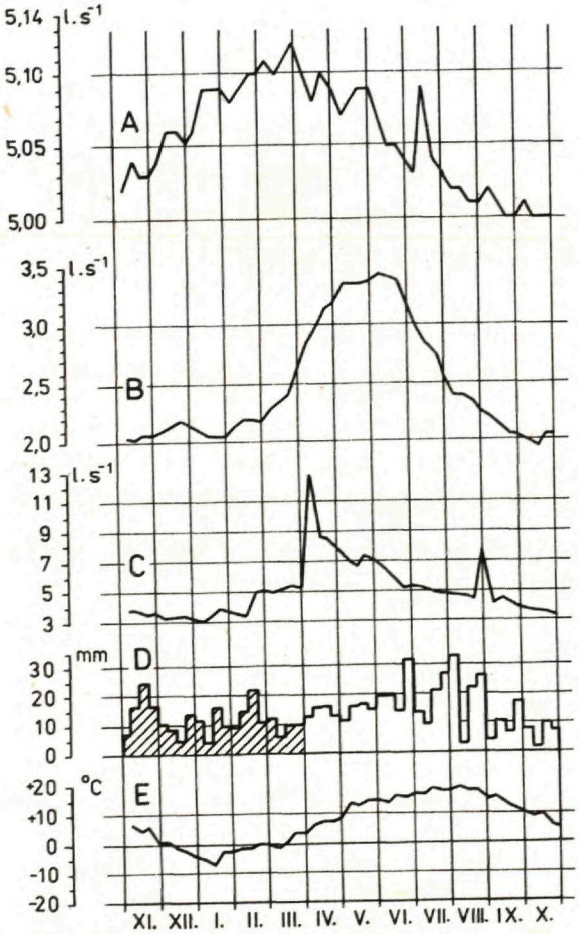
Nárazový pokles a stúpnutie výdatnosti bol na Kúpeľnom prameni zaznamenaný počas už uvedenej erupcie na vrte ČEM-1 v Čeríne a počas realizácie vrtu K-1 v Kováčovej v r. 1964 (J. Litva 1964). Pri stúpnutí výdatnosti prelivu na vrte K-1 z približne 50 na približne 70 $l.s^{-1}$, nastal pokles výdatnosti Kúpeľného prameňa zo 4,5 na 3,5 $l.s^{-1}$. Po znížení výdatnosti prelivu na vrte K-1 zo 70 na 50 $l.s^{-1}$ stúpla výdatnosť Kúpeľného prameňa z 3,5 na 5,6 $l.s^{-1}$. Ako sme už uviedli, termálne vody v Kováčovej a na Sliači sú viazané na tú istú hydrogeologickú štruktúru, takže uvedené ovplyvnenie je ľahko vysvetliteľné.

Nevysvetliteľným zostáva výrazné nárazové stúpnutie (z 5,1 na 6,6 $l.s^{-1}$) a poklesnutie (zo 6,8 na 5,2 $l.s^{-1}$) výdatnosti v r. 1979. Nevysvetliteľných nárazových, avšak menej výrazných poklesov a stúpnutí výdatnosti je v r. 1952—1979 viac.

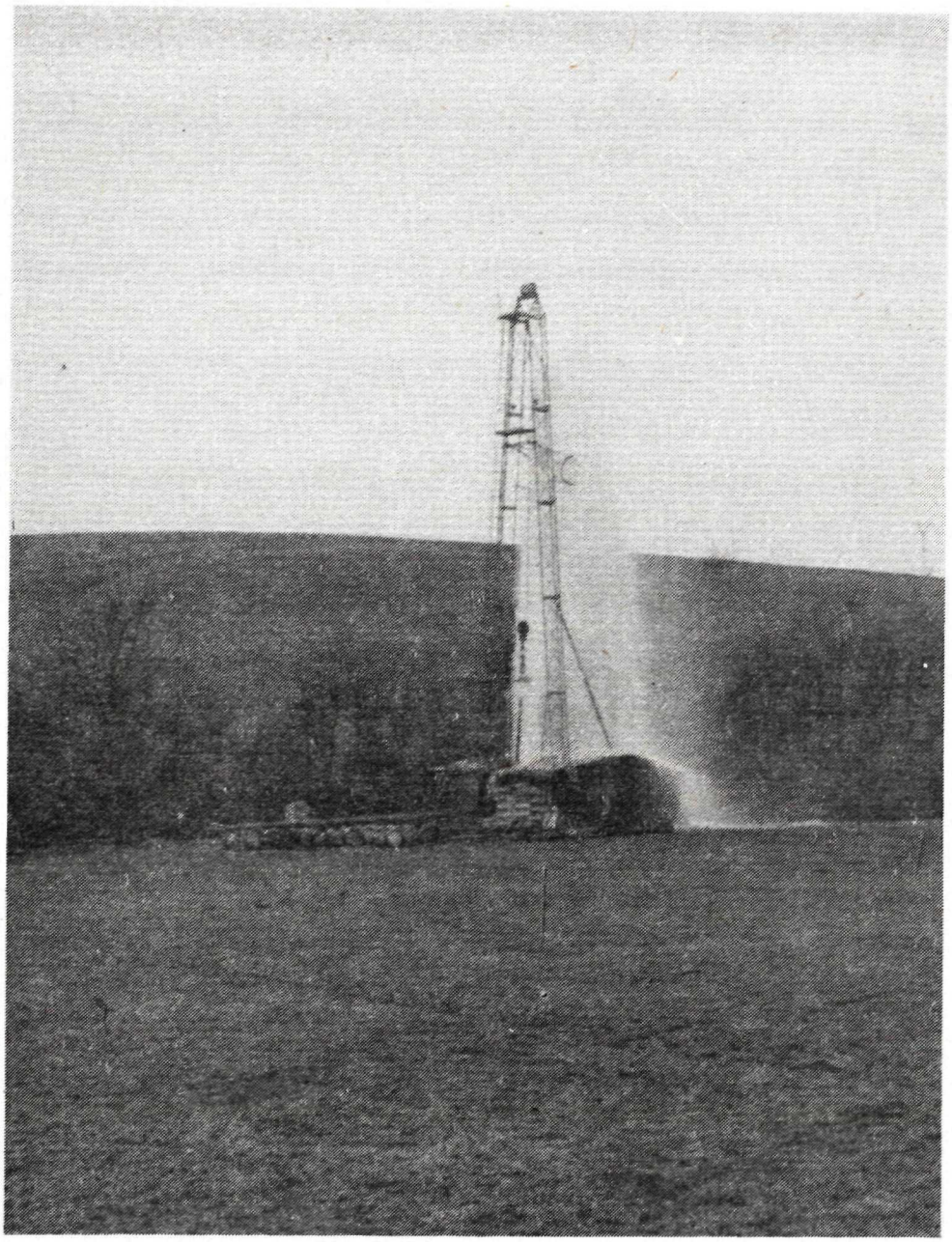
Na obr. 18 možno vo viacerých rokoch pozorovať vzťah medzi veľkosťou úhrnu zimných zrážok a výdatnosťou Kúpeľného prameňa. Nie je však viditeľný v celom pozorovacom období. No za hydrogeologické roky 1969—1973, keď má veľkosť úhrnu zimných zrážok a výdatnosť Kúpeľného prameňa trvalú klesajúcu tendenciu, sa zdá byť priamo závislým. Znamenalo by to, že klesanie výdatnosti Kúpeľného prameňa je ovplyvnená nielen inkrustáciou rozvodných zariadení a zanášaním aktívnej časti vrtu, ale aj veľkosťou úhrnu zimných zrážok. Preto sú z uvedeného obdobia na obr. 19 znázornené týždenné päťročné priemery výdatnosti Kúpeľného prameňa, zrážky a teplota vzduchu zo stanice Sliač-Tri duby. Na obrázku sú ďalej vynesené týždenné päťročné priemery výdatnosti prameňa obyčajnej vody Trstie č. 4 z Medzibrodu za roky 1963—1968 (pozorovania sú len z tohto obdobia), ktorý je v predpokladanej infiltračnej oblasti (svahy N. Tatier) termálnych vôd Sliačskej kotliny a týždenné trojročné priemery výdatnosti prameňa obyčajnej vody Hericov

z Hornej Mičinej za roky 1956—1958 (pozorovania sú len z tohto obdobia), ktorý je v blízkosti vývierovej oblasti termálnych vôd na Sliači.

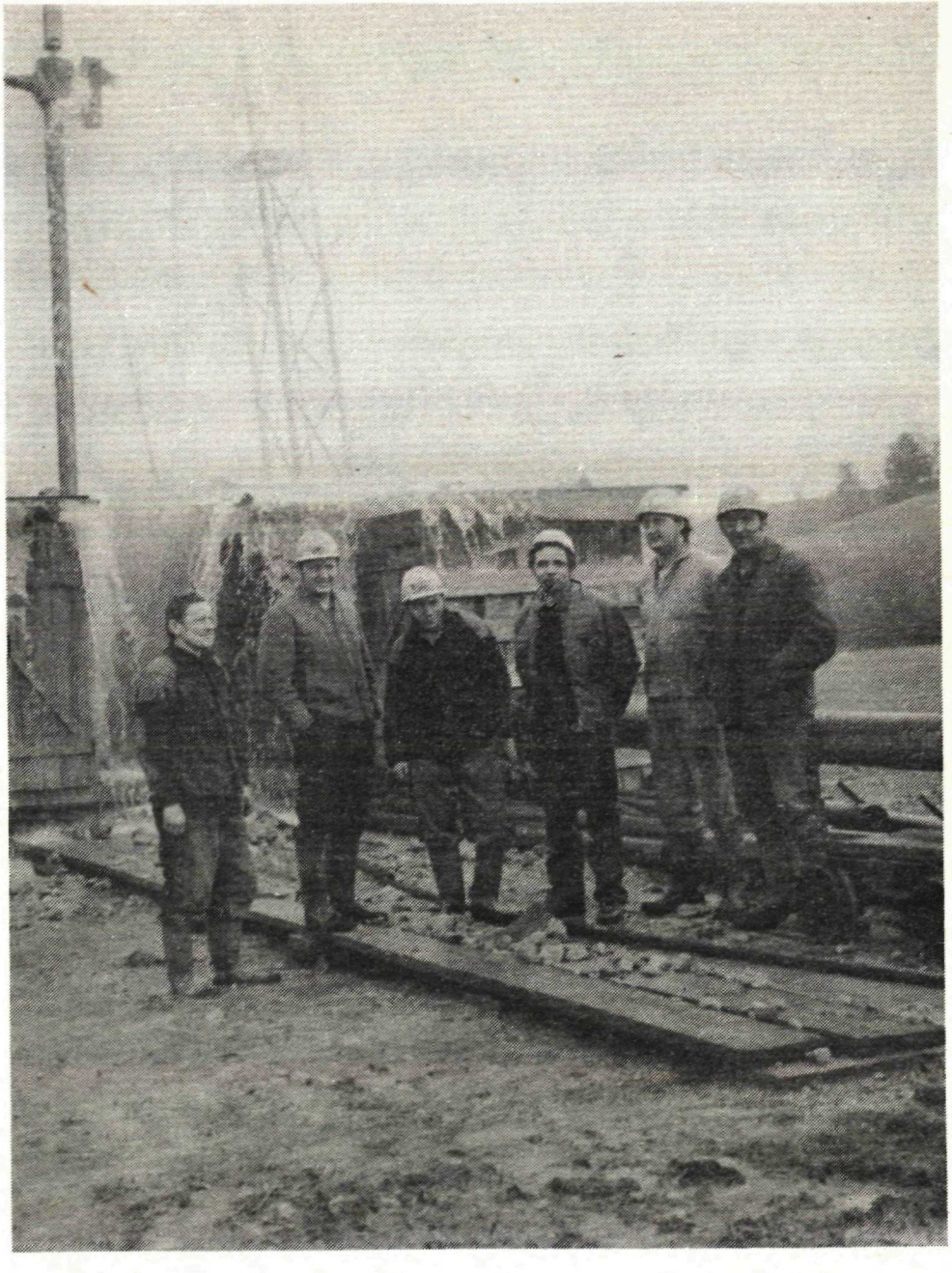
Z obrázku 19 vidno, že reakcia výdatnosti prameňa Hericov na jarné topenie zimných zrážok je okamžitá. Prameň Trstie č. 4, ktorý leží vo vyššej nadmorskej výške (jarné topenie snehu je neskoršie), dosahuje maximum výdatnosti nie v mesiaci apríli, ale v máji až júni. Naproti tomu maximum výdatnosti Kúpeľného prameňa na Sliači spadá na koniec marca. Znamenalo by to, že retardácia maxima výdatnosti Kúpeľného prameňa na Sliači za maximom výdatnosti prameňa Trstie č. 4 v Medzibrode je približne 9 mesiacov. Táto dĺžka retardácie je v súlade s dĺžkou



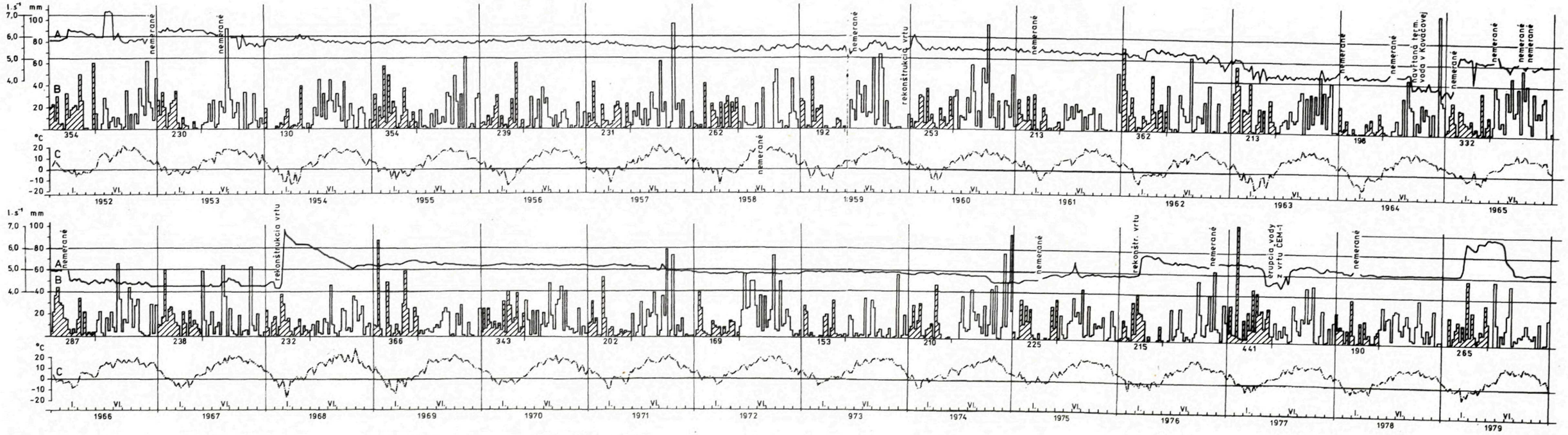
Obr. 19 Vzťah zrážok k výdatnosti Kúpeľného prameňa na Sliači
A — Sliač—Kúpeľný prameň (priemerná týždenná výdatnosť za roky 1969—1973; B — Medzibrod—prameň Trstie č. 4 (priemerná týždenná výdatnosť za roky 1963—1967); C — Horná Mičiná—prameň Hericov (priemerná týždenná výdatnosť za roky 1956—1958); D — priemerný týždenný úhrn zrážok za roky 1969—1973 — stanica Sliač Tri duby; E — priemerná týždenná teplota vzduchu za roky 1969—1973 stanica Sliač Tri duby



Obr. 20 Vrt ČEM-1 (Čerín) — erupcia minerálnej vody s výškou vodného stĺpca okolo 25 m



Obr. 21 Vrt ČEM-1 (Čerín) — erupcia minerálnej vody s valúnmi o priemere do 30 cm



OBR. 18 REŽIM VÝDATNOSTI KÚPEĽNÉHO PRAMEŇA V KÚPEĽOCH SLIAČ ZA OBDOBIE 1952—1979
A — výdatnosť prameňa; B — týždenný úhrn zrážok — stanica Sliač Tri duby; C — priemerná týždenná teplota vzduchu — stanica Sliač Tri duby

retardácie termálnych vôd s teplotami okolo 45 °C (O. Franko—E. Kullman 1968, O. Franko 1970). Túto teplotu majú termálne vody v Kováčovej. Z toho vyplýva, že termálne vody z oblasti Kováčovej sú ochladzované počas výstupu do sliačskej vysokej kryhy zo 45 °C na 33 °C. Určité ochladenie môže byť spôsobené aj okolitými plytkými studenými vodami priamo na Sliači, pretože ide o poloodkrytú vývervovú oblasť minerálnych vôd, následkom čoho existuje dvojfázový systém prúdenia minerálnej vody už v mieste prítoku do vrtu Kúpeľného prameňa (O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975). Vplyv plytkých studených vôd, prípadne zrážok vo vývervovej oblasti by sa mal prejaviť podružnými maximami výdatnosti Kúpeľného prameňa. Tento vzťah je nejasný, pretože v niektorých rokoch je (napr. apríl 1956, august-september 1957, júl—august 1960, jún 1967) a v niektorých rokoch nie je (napr. jún—júl 1953, september 1955, jún—júl 1959, október 1967, august 1971 a 1972) pozorovateľný.

Záverom diskusie uvádzame: Hodnoverné posúdenie režimu výdatnosti Kúpeľného prameňa vo vzťahu k zrážkam a umelým ovplyvneniam je možné vykonať, ak

— bude zachytávací vrt — Kúpeľný prameň (už ide o zostarnutú, a tým nedokonalú výstroj vrtu) nahradený novým zachytávacím vrtom (túto požiadavku uvádzajú v r. 1971 A. Rebro—K. Malatinský—M. Klago);

— bude meraný všetok CO_2 (voľný i spontánny) v minerálnej vode, ktorý ovplyvňuje výšku hladiny, a tým aj výdatnosť Kúpeľného prameňa (plynový faktor má hodnotu 1,99; O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975, str. 62—63);

— budú súčasne pozorované (sú potrebné prinajmenej denné merania) výdatnosti prameňov minerálnych vôd Sliačskej kotliny (Kováčová, Sliač, atď.) a prameňov obyčajných vôd v predpokladanej infiltračnej oblasti a vo vývervovej oblasti, ako aj klimatických prvkov (zrážky a teplota vzduchu) v oboch oblastiach (O. Franko 1970, str. 140—141).

Záver

Realizované práce poskytli údaje o kvantitatívno-kvalitatívnych vlastnostiach vôd z tých lokalít, ktoré sú perspektívne pre vyhľadávanie prírodných stolových minerálnych vôd. Hlavné údaje sú uvedené v tabuľke 11.

Tabuľka 11. Údaje pre vyhľadávanie prírodných stolových minerálnych vôd

Lokalita vrt	Výdatnosť $l \cdot s^{-1}$	Teplota °C	Fe^{2+} $mg \cdot l^{-1}$	M $g \cdot l^{-1}$	Voľný CO_2 $g \cdot l^{-1}$	Typ vody podľa ČSN 86 8000
Čačín ČAM–1	3,7	15–16	1,25	2,36	1,71	HCO_3–Ca–Mg
Čerín ČEM–1	cca 5 (predpokl.)	13,0	3,28	3,83	1,22	HCO_3–Ca–Mg
Zvolen ZVM–1	16,6	16,5	10,75	3,23	1,5	HCO_3–Na–Ca–(Mg)

Minerálne vody v Čačíne alebo medzi Čačínom a Čerínom sú viazané na triasové brekciovité a bunečnaté (rauvaky) dolomity krížňanského príkrovu.

Vody v Čeríne alebo medzi Čerínom a Dolnou Mičinou sú viazané na triasové vápence príkrovu Drienku.

Vody vo Zvolene sú viazané na neogénne vulkanicko-sedimentárne tufy, tufity a epiklastické brekcie s polohami pyroxenických andezitov. V tabuľke 11 je uvedený prítok z najplytšej časti neogénu (17—28 m), kde je teplota vody ešte pomerne nízka.

Tieto vody sú viazané na tri samostatné hydrogeologické štruktúry a chemicky patria k dvom odlišným oblastiam (obr. 2, tab. 9). Vody medzi Čačínom a Čerínom i Čerínom a Dolnou Mičinou patria k vodám typu HCO_3—Ca—Mg a vody vo Zvolene k typu HCO_3—Na—Ca—(Mg). S ohľadom na tvorbu chemického zloženia vôd sú vody v prvom prípade karbonátogénne a v druhom silikátogénne, resp. silikáto-karbonátogénne. Vody medzi Čačínom a Čerínom sa v zastúpení podielu Mg^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+} a SO_4^{2-} natoľko odlišujú od vôd medzi Čerínom a Dolnou Mičinou, že ich bolo možné v rámci prvej oblasti rozčleniť na dve podoblasti (obr. 2, tab. 9).

Nami skúmané vody sa odlišujú od vôd Sliačskej kotliny (Kováčová, Sliač, Borová Hora, Badín), ktoré sú typu SO_4—HCO_3—Ca—Mg. Viazané sú na strednotriasové karbonáty krížňanského príkrovu, ktoré ležia na sadrovcovonosnom súvrství spodného triasu. Vody kotliny, viazané na samostatnú hydrogeologickú štruktúru (oddelená je od predchádzajúcich štruktúr „Hlavnou pohronskou žriedlovou líniou kyseliek"), sú začlenené do samostatnej oblasti chemického zloženia minerálnych vôd — ide o sulfáto-karbonátogénne vody.

So zreteľom na ochranu liečivých minerálnych vôd v kúpeľoch Sliač a Kováčová treba vziať do úvahy nielen štyri samostatné hydrogeologické štruktúry a tri oblasti chemického zloženia (jedna je rozdelená na dve podoblasti) vôd, ale aj hlavnú pohronskú žriedlovú líniu, ktorá ich na jednej strane oddeľuje a na druhej strane spája. Spája ich ako spoločná hlavná línia, po ktorej je z hĺbky privádzaný CO_2. Výtvery uhličitých vôd, a teda aj CO_2, sú viazané na križovanie tejto línie priečnymi zlomami približne sz.—jv. a s.—j. smeru.

Z pohľadu získaných poznatkov a ochrany liečivých minerálnych vôd v kúpeľoch Sliač a Kováčová sa ukazuje potreba realizovať dva hlboké štruktúrno-hydrogeologické vrty až do predmezozoického podložia. Jeden vrt treba situovať do depresie medzi kúpeľami Sliač a minerálnymi vodami medzi Čerínom—Dolnou Mičinou v oblasti Lukavice (obr. 17) a druhý v Sliačskej kotline medzi kúpeľmi Sliač a Kováčová (obr. 16). Vrtmi sa objasní geologicko-tektonická stavba územia a väzba minerálnych vôd na tektonické jednotky.

Do tlače odporučil K. Malatinský

Literatúra

ARABASZ, L. 1976: Sledování plynů v podzemních vodách ve vrtě ČAM-1 Čačín. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BÁRTA, R.—HUSÁK, Ľ.—STANKO, M. 1977: Geofyzikálny výskum minerálnych vôd v Pohroní. Geofond, Bratislava.

BÁRTA, R.—HUSÁK, Ľ.—FRANKO, O. 1976: Výsledky geofyzikálneho výskumu minerálnych vôd v oblasti Dolná Mičiná. Sbor. 2. konf. „Aplikace geofyziky v inženýrské geologii a hydrogeologii" 1, 2, Geofyzika, Brno 773—782.
BIELY, A. 1979: Mezozoikum (in L. Dublan et al. 1979: Geologická stavba ochranného rajónu kúpeľov Sliač). Geofond, Bratislava.
CIBUĽKA, Ľ. 1971: Čačín — doplnkový vodný zdroj pre vodovod Čačín—Detva. Hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava.
CIBUĽKA, Ľ. 1973: Čačín II. — doplnkový hydrogeologický prieskum pre vodovod Čačín — Detva. Geofond, Bratislava.
DAŠEK, V. 1939: Jímání uhličitých pramenů. Ministerstvo sociální a zdravotní správy, Praha, 1—128.
DUBLAN, L. et al. 1979: Geologická stavba ochranného rajónu kúpeľov Sliač. Geofond, Bratislava.
FRANKO, O. 1959: Návrh na dočasné ochranné pásma pre kúpele Sliač a Kováčová. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
FRANKO, O. 1964: Zvolenská kotlina — problémy termálnych vôd a možnosti získať nové zdroje. Sprievodca po exkurzných trasách III. hydrogeol. konf. v Žiline, 103—111.
FRANKO, O.—KULLMAN, E. 1968: The relationship between the rainfall and the regime of cold and thermal karst waters of the West Carpathians. Geol. Práce, Správy 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 291—301.
FRANKO, O. 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na novackom ložisku. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—155.
FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÍČEK, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Monografia, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—230.
FRANKO, O.—ZAKOVIČ, M. 1979: Minerálne vody vo Zvolene. Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 203—212.
FUSÁN, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Západné Karpaty 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—173.
GAZDA, S. 1977: Chemické zloženie minerálnych vôd a ich genéza (in Zakovič, M. et al. 1977: Komplexné vyhodnotenie hydrogeologického vrtu ZVM-1 Zvolen). Geofond, Bratislava.
HOTRA, I. 1974: Vyhodnotenie prieskumného hydrogeologického vrtu HČ-11 Čačín. Geofond, Bratislava.
HYNIE, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR II. Minerální vody. ČSAV, Praha, 1—780.
ILER, R. K. 1955: Colloid Chemistry of Silica and Silicates, Cornell University, Press, Ithacca, N. Y.
JAROŠ, J. 1966: Vysvetlivky k listu 1:50 000 Banská Bystrica (M-34-111-C). Geofond, Bratislava.
JENDRAŠŠÁK, E. 1977: Vyhodnotenie hydrogeologického vrtu HS-1 v Sebedíne-Bečove. Geofond, Bratislava.
KRAHULEC, P. et al. 1978: Minerálne vody Slovenska. Balneografia a krenografia 2, Osveta, n. p., Martin, 1—1034.
KRAJČA, J. 1969: Rozpuštěné plyny v termálních a minerálních vodách Liptovské kotliny (Lúčky, Lipt. Ján) a Pohroní (Brusno, Sliač, Kováčová). Geofond, Bratislava.
KRAUSKOPF, K. B. 1959: Geochim Cosmochim Acta 10, Oxford, London, New York, Paris.
KULLMAN, E. 1964: Bilancia obehu podzemných vôd v južnej časti Považského Inovca. Geol. Práce, Správy 31, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 183—193.
KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXXII Zvolen, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—132.
LITVA, J. 1964: Hydrogeologický prieskum termálnych minerálnych vôd v Kováčovej — prevedenie vrtu K-1 a jeho definitívne zabudovanie. Geofond, Bratislava.
LIZOŇ, I. 1975: Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch. Záverečná správa za etapu 1971—1974. Geofond, Bratislava.
MAHEĽ, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Št. geol. Ústavu, Zošit 27, Bratislava, 1—84.
MOREY, G. W. et al. 1963: Geochim Cosmochin Acta 26, 1029, Oxford, London, New York, Paris.
MYSLIL, V.—FRANKO, O. 1968: Ground Water and Mineral Waters of Czechoslovakia, International geol. congres, XXII. session quide to Excursion 21 AC, Ústř. Úst. geol., Praha 1—51.
POLZER, W. L. 1967: Geochemical control of solubility of aqueous silica. Principles and Amplications of Water Chemistry, New York—London—Sydney.

POSOCHOV, E. V. 1975: Obščaja gidrogeochimija. Nedra, Leningrad, 1—208.
PULEC, M. 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát, Geofond, Bratislava.
REBRO, A.—MALATINSKÝ, K.—KLAGO, M. 1971: Štúdia hydrogeologických pomerov žriedlovej oblasti Sliač a minerálnych prameňov vo Zvolenskej kotline. Geofond, Bratislava.
SLAVKAY, M. 1971: Ložiská polymetalických rúd v Ponikách. Mineralia Slovaca III., 11, Bratislava, 181—213.
ŠKVARKA, L. 1974: Zvodnené zlomové línie v oblasti neovulkanitov Slovenska. Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115—172.
TKÁČIK, P. 1974: Registrácia prameňov minerálnych vôd Slovenska. Archív IGHP, Žilina.
ZAKOVIČ, M. et al. 1977: Komplexné vyhodnotenie hydrogeologického vrtu ZVM-1 Zvolen. Geofond, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. 1979: Minerálne vody v oblasti Zvolena. Zbor. prednášok zo VII. celošt. hydrogeol. konf. v Ústí n/L., Geoindustria, Praha, 137—145.
ZAKOVIČ, M. et al. 1980: Hydrogeologické vyhodnotenie Zvolenskej kotliny z hľadiska výskytu minerálnych vôd. Geofond, Bratislava.
ZOUBEK, V. 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídel. Věst. St. Geol. Úst. ČSSR, 9, 5, Praha, 85—115.

O. Franko—M. Zakovič—D. Bodiš

Mineral waters of Zvolenská pahorkatina (upland)

Summary of Slovak text

Hydrogeological research in the Zvolenská pahorkatina (upland) (Fig. 1) resulted in new data about formation and circulation of mineral waters.

The Zvolenská pahorkatina is particularly rich in mineral waters. There are about 25 sources of cold, medium- to high-carbonatic, low-mineralized waters. They are in underlying Mesozoic and pre-Mesozoic rocks, and in Neogene and Quaternary rocks. The waters are concentrated in three significant localities: Čerín—Čačín, Čerín—Dolná Mičina, Zvolen—Lieskovec (Fig. 2).

Mineral waters between the villages Čačín and Čerín (Fig. 3, 4) are concentrated in flood-plain of the brook Zolná. They are waters of HCO_3—Ca—Mg-type, with mineralization 1,32—2,85 $g.l^{-1}$, CO_2-content 1,12—2,26 $g.l^{-1}$ and temperature 10—15 °C. The locality was tested by hydrogeological well ČAM-1. At the depth 5,0 m are alluvia of the brook Zolná, at 154,0 — intensely disturbed brecciated Triassic dolomites of the Krížna nappe. The main afflux of mineral water with free outflow 0,3 $l.s^{-1}$ (Fig. 5) and temperature 15,0 °C was found at the depth 84,4 m. Long pumping test (116 days) proved that at the drawdown to 7 m below the land surface it is possible to gain permanently 3,7 $l.s^{-1}$ of water. Brecciated dolomites of Krížna nappe exposed NE of the village Čačín (Fig. 6—7) are regarded as the intake area of the mineral waters.

Mineral waters between villages Čerín—Dolná Mičiná form a NE—SW emersion (Fig. 8). The type of water is HCO_3—Ca—Mg, T.D.S. 0,94—4,38 $g.l^{-1}$, CO_2 content 1,17—2,25 $g.l^{-1}$, temperature 10,1—12,6°C. The emersion had to be tested by hydrogeological well to 150 m. In the course of drilling and eruption of highly gasified mineral water appeared in the deth of 48—56 m, with the yield approx. 300 $l.s^{-1}$ which decreased after 7 days to 50 $l.s^{-1}$ (Fig. 9). The eruption influenced all springs around the borehole (Fig. 11). Decrease of yield was also recorded in the spring Kúpeľný prameň in Sliač (ZV-4), namely from 5,3 to 4,5 $l.s^{-1}$ (Tab. 10, Fig. 18). On the ground of "Temporal measures" by MZ SSR the drilling to projected depth was stopped and the borehole was plugged.

Mineral waters of this region are in Triassic limestones of the Drienok nappe, resting on a Lower Triassic formation. They are overlain by Badenian tuffites and Pliocene sands and gravels (Fig. 6, 10).

In the southern part of the Zvolenská pahorkatina, among the villages Zolná, Lieskovec and the town

Zvolen are several sources of cold carbonatic mineral waters. They are waters of HCO_3—Na—Ca—(Mg) type, with T.D.S. 0,45—3,28 $g.l^{-1}$, and CO_2 content 1,16—2,35 $g.l^{-1}$. They are in a volcano-sedimentary Neogene complex underlain most likely by pre-Mesozoic rocks.

On the western part of the town Zvolen the hydrogeological borehole ZVM-1, 650 m deep (Fig. 2) was situated. In the drilled rock complex of Quaternary alluvia of the Hron r., tuffs, tuffites and epiclastic volcanic breccias with andesite layers are 7 significant affluxes of mineral waters with the yield 1,92—44,4 $l.s^{-1}$ and temperature 14,5—26,5°C (Table 6). A long pumping test proved an afflux from the depth 618,5—625,0 m whose yield stabilized at 19,6 $l.s^{-1}$ and temperature 27°C. The borehole did not reach the basement of the Neogene volcano-sedimentary complex.

Mineral waters of the springs ZV-24 Lukové (Fig. 13) and ZV-27 Zolná are ranged among waters of the Zvolenská kotlina depression (Sliač, Kováčová, Borová Hora, Badín), associated with Triassic carbonates (Fig. 2).

On the ground of different geological conditions of occurrence and different chemical composition, four hydrogeologically idependent structures and three hydrochemically different areas (Fig. 2, Table 9) were distinguished. There is a substantial difference between the first two areas and the third one. In the first two areas the waters are in Triassic carbonates (waters of the HCO_3—Ca—Mg and SO_4—HCO_3—Ca—Mg types), and in the third area — in the Neogene volcanosedimentary complex (waters of the HCO_3—Na—Ca—(Mg type). There is also a difference between the 1st area (waters of HCO_3—Ca—Mg type) and the 2nd area (waters of SO_4—HCO_3—Ca—Mg type). Between subareas 1A and 1B (Tab. 9) there are no differences in types of waters. There is a difference in the ratio of Mg^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+}, and SO_4^{2-} component. In respect of the genesis of chemical composition of minerals they are carbonatogenic and silicatogenic and/or silicate-carbonatogenic waters (Fig. 14, 15).

Discussed is the relation between the water eruption from the borehole ČEM-1 and the Kúpeľný prameň spring in Sliač. The discussion was inspired by the decrease of the yield (by 0,8 $l.s^{-1}$) of the spring Kúpeľný prameň (Tab. 10). The preceding analysis shows that waters from the borehole ČEM-1 and waters in Sliač are in different hydrogeological structures and rock environment (Fig. 10, 16) which is also reflected in their chemical composition (Tab. 9).

The structural difference can best be followed on schematic profile between the borehole ČEM-1 and Sliač spa (Fig. 17). So the waters in Sliač cannot originate from carbonates of the Choč or the Krížna nappe, exposed to the north of the line Čerín—Dolná Mičiná. The only thing common for the mineral waters of the Zvolenská pahorkatina upland or for those of the borehole ČEM-1 and the Sliač, is CO_2 transported along tectonic lines and gasifying the waters in various hydrogeological structures.

Discussed is also the yield of the Kúpeľný prameň spring in Sliač in the years 1952—1979 (Fig. 18). In that period the yield showed repeated decreasing tendency and repeated sudden increase and decrease. Gradual decrease of the yield is caused by filling up of the active part of the borehole, incrustation of distribution device and decreasing total amount of winter precipitation. Estimation of the relation between precipitation and the yield of the Kúpeľný prameň spring was based on data about the period 1969—1973 when the total winter precipitation and the yield of the spring were decreasing (Fig. 18). We also considered cold-water springs in the presumable intake area and the discharge area of waters in Sliač (Fig. 19). Fig. 19 shows that retardation of the maximum of the yield of the Kúpeľný prameň spring in Sliač behind the maximum of the yield of the Trstie spring No. 4 in Medzibrod is approx. 9 months. The duration of the retardation is in accordance with the length of retardation of thermal waters with temperatures 45°C (O. Franko—E. Kullman 1968, O. Franko 1970) like the waters in Kováčová. So the thermal waters in the area of Kováčová are cooled during their ascent into the Sliač elevated block from approx. 45°C to approx. 33°C (Fig. 16).

Explanations of text-figures

Fig. 1 Situation map of Zvolenská pahorkatina (upland)

Fig. 2 Map of chemical types of mineral waters (situation of sources)

1 — waters of HCO_3—Na—Ca; HCO_3—SO_4—Ca—Mg—(Na); HCO_3—SO_4—Ca—Na—(Mg) types; 2 — waters of SO_4—HCO_3—Ca—Mg type; 3 — waters of HCO_3—Ca—Mg type; 4 — waters of HCO_3—Ca—Mg type in limestones of the Drienok nappe; 5 — mineral springs; 6 — hydrogeological borehole; 7 — geological profile line

Fig. 3 Map of isotherms and isolines of CO_2 content in soil air at the depth 2,0 m — locality Čačín (Ľ. Husák 1977)
1 — isolines of CO_2 content in % ; 2 — isolines of temperature in °C; 3 — mineral spring
Fig. 4 Map of isotherms and isolines of CO_2 content in soil air, at depth of 2,0 m — locality Čerín—Čačín (Ľ. Husák 1977)
1 — isolines of CO_2 content in % ; 2 — isolines of temperature in °C; 3 — mineral spring
Fig. 5 Regime observations of borehole ČAM—1 in Čačín in the years 1977—1978
Fig. 6 Schematic geological map of the surroundings of Čačín and Dolná Mičiná (J. Jaroš and col. 1966, M. Slavkay 1971, modified by M. Zakovič 1980)
1—3 Quaternary: 1 — loams, sands, gravels; 2 — loams; 3 — travertines; 4—5 Neogene: 4 — gravels, sands (Pliocene); 5 — tuffites (Miocene); 6—15 Mesozoic: 6—7 Drienok nappe: 6 — weterstein limestones (Anisian); 7 — schists, sandstones (Lower Trias); 8—11 Choč nappe: 8 — Lunz beds (Carnian); 9 — Reifling limestones (Middle Trias); 10 — dolomites (Ladinian); 11 — limestones (Anisian); 12—15 Krížna nappe: 12 — marly limestones (Neocomian); 13 — limestones, schists (Jurassic, undivided); 14 — brecciated dolomites (Middle — Upper Trias); 15 — quartzites with layers of schists and conglomerates (Lower Trias); 16 — faults established, presumable, covered; 17 — borehole; 18 — mineral spring; 19 — geological section line
Fig. 7 Schematic hydrogeological section between boreholes ČAM-1 and ČEM-1
1—2 Neogene: 1 — gravels, sands (Pliocene); 2 — tuffites (Miocene); 3—4 Drienok nappe: 3 — limestones (Anisian); 4 — sandstones, schists (Lower Trias); 5 — Choč nappe undivided; 6—7 Krížna nappe: 6 — brecciated dolomites (Middle — Upper Trias); 7 — quartzites with layers of schists and conglomerates (Lower Trias); 8 — granodiorites; 9 — borehole; 10 — mineral spring; 11 — intake area; 12 — flow of ground waters
Fig. 8 Map of isotherms and isolines of CO_2 content in soil air at the depth 2,0 m, locality Čerín—Dolná Mičiná
1 — isolines of CO_2 content in % ; 2 — isolines of temperature in °C; 3 — mineral spring
Fig. 9 Course of yield and temperature in erupting borehole ČEM-1 Čerín
1 — yield of borehole; 2 — water temperature
Fig. 10 Schematic hydrogeological profile between the borehole ČEM-1 and the brook Mičinský potok
1 — 2 Neogene: 1 — gravels, sands (Pliocene); 2 — tuffites (Miocene); 3 — 4 Drienok nappe; 3 — limestones (Anisian); 4 — sandstones, schists (Lower Trias); 5 — Choč nappe undivided; 6 — Krížna nappe undivided; 7 — hydrogeological borehole; 8 — intake area; 9 — mineral spring; 10 — flow of ground waters
Fig. 11 Influence of water eruption from borehole ČEM-1 upon surrounding springs
1 — yield of spring; 2 — water level in spring
Fig. 12 Map of isotherms and isolines of CO_2 content in soil air, et depth 2,0 m — locality Lieskovec (Ľ. Husák 1977)
1 — isolines of CO_2 content in % ; 2 — isolines of temperature in °C; 3 — mineral spring
Fig. 13 Map of isotherms and isolines of CO_2 content in soil air, in depth 2,0 m — locality Lukové (Ľ. Husák 1977)
1 — isolines of CO_2 content in % ; 2 — isolines of temperature in °C; 3 — mineral spring
Fig. 14 Classification diagram of mineral waters
1 — carbonatogenic waters; 2 — silicatogenic and silicatogenic-carbonatogenic waters; 3 — sulphatogenic and sulphatogenic-carbonatogenic waters
Fig. 15 Stability diagram of Na_2O—SiO_2—Al_2O_3—H_2O system at 25°C and pressure 0,101 MPa
1 — silicatogenic and silicatogenic-carbonatogenic mineral waters
Fig. 16 Schematic hydrogeological section between Kováčová and spa Sliač
1—3 Neogene: 1 — gravels, sands (Pliocene); 2 — tuffaceous clays (Sarmatian); 3 — fine-psammite tuffs (Badenian); 4—7 Mesozoic: 4 — Choč nappe — dolomites (Middle — Upper Trias); 5 — 7 Krížna nappe: 5 — Cretaceous and Jurassic undivided; 6 — Upper and Middle Trias undivided; 7 — quartzites (Lower Trias); 8 — quartz porphyries (Permian); 9 — granodiorites; 10 — hydrogeological borehole with free outflow; 11 — mineral spring at Sliač tapped by borehole; 12 — fault zone with ascending thermal water; 13 — static thermal water level between Kováčová and Sliač spa; 14 — yield in $l.s^{-1}$ and water temperature in °C.
Fig. 17 Schematic geological profile between borehole ČEM-1 and spa Sliač

1—3 Neogene: 1 — gravels, sands (Pliocene); 2 — epiclastic breccias (Miocene); 3 — tuffites (Miocene); 4—5 Drienok nappe; 4 — limestones (Anisian); 5 — sandstones, schists (Lower Trias); 6 — Choč nappe undivided; 7 — Krížna nappe undivided; 8 — quartzites with sandstone and conglomerate layers (Lower Trias); 9 — quartz porphyries (Permian); 10 — granodiorites; 11 — hydrogeological borehole; 12 — mineral spring

Fig. 18 Regime of yield of the Kúpeľný prameň spring in spa Sliač in period 1952—1979
A — yield of spring; B — total weekly precipitation — station Sliač Tri duby; C — average weekly air temperature — station Sliač Tri duby;

Fig. 19 Relation between precipitation and yield of Kúpeľný prameň spring at Sliač
A — Sliač—Kúpeľný prameň spring (average weekly yield in the years 1969—1973); B — Medzibrod—spring Trstie No. 4 (average weekly yield in years 1963—1967); C — Horná Mičiná—spring Hericov (average weekly yield in years 1956—1958); D — average weekly total precipitation in years 1969—1973 — station Sliač Tri duby; E — average weekly air temperature in years 1969—1973, station Sliač Tri duby

Fig. 20 Borehole ČEM-1 (Čerín) — eruption of mineral water in 25 m high water column

Fig. 21 Borehole ČEM-1 (Čerín) — eruption of mineral water with pebbles up to 30 cm in diameter.

Translation: E. Jassingerová

Ондрей Франко, Михал Закович и Душан Бодиш

Минеральные воды Зволенского Холмогорья

Резюме

Новые данные, полученные в результате гидрогеологических исследований в области Зволенского холмогорья, помогли пролить свет на формирование и циркуляцию минеральных вод.

Зволенское холмогорье чрезвычайно богато минеральными водами. Существует около 25 источников холодных, средне- до сильно углекислых, слабо минерализованных вод, связанных как с подстилающими мезозойскими и домезозойскими породами, так и с неогеновыми породами и четвертичными отложениями. Источники сосредоточены главным образом в трех местонахождениях: Черин-Чачин, Черин Долна Мичина, Зволен-Лиесковец (рис. 2).

Между селениями Чачин—Черин (рис. 3, 4) минеральные воды приурочены к пойме ручья Золна. Тип вод HCO_3—Ca—Mg, минерализация 1,32—2,85 г.л$^{-1}$, содержание CO_2 1,12—2,26 г.л$^{-1}$, температура воды 10—15 °C. Скважина ČAM-1, пробуренная в этих местах, показала, что до глубины 5,0 м представлены наносы ручья Золна, затем, до глубины 154,0 м, сильно нарушенные брекчиевидные триасовые доломиты крижнянского покрова. Главный приток минеральной воды с дебитом свободного перелива 0,3 л.с$^{-1}$ (рис. 5) и температурой 15,0 °C был констатирован на глубине 84,4 м. Продолжительный опыт откачки (116 дней) показал, что при понижении уровня воды под поверхность земли на 7 м из скважины можно постоянно получать 3,7 л.с$^{-1}$ воды. Мы считаем, что областью инфильтрации минеральных вод являются брекчиевидные доломиты крижнянского покрова, обнажающиеся северо-восточнее селения Чачин (рис. 6, 7).

Между селениями Черин—Долна Мичина расположена полоса источников минеральных вод направления СВ-ЮЗ (рис. 8). Тип вод HCO_3—Ca—Mg, общая минерализация 0,94—4,38 г.л$^{-1}$, содержание CO_2 1,17—2,25 г.л$^{-1}$, температура воды 10,1—12,6 °C. Предполагалось произвести обстоятельные изыскания в районе источников, пробурив разведочную гидрогеологическую скважину глубиной в 150 м. В ходе бурения с глубины 48—56 м начала фонтанировать сильно газированная минеральная вода дебитом около 300 л.с$^{-1}$. Семь дней спустя дебит уменьшился до 50 л.с$^{-1}$ (рис. 9). Это фонтанирование повлияло на все источники вблизи от скважины (рис. 11). Уменьшение дебита отмечалось и у источника Купельный (ZV-4) в курорте Слиач — с первоначальных 5,3 на 4,5 л.с$^{-1}$ (табл. 10, рис. 18). Согласно предписанию «Временные мероприятия»

Министерства здравоохранения Словацкой Социалистической республики бурение было приостановлено и скважина затампонирована.

Минеральные воды этой области находятся в связи с триасовыми известняками покрова Дриенок, которые залегают на нижнетриасовых слоях. Их кровля представлена туффитами бадена, песками и галечниками плиоцена (рис. 6, 10).

В южной части Зволенского холмогорья, между селениями Золна, Лиесковец и городом Зволен, существует несколько источников холодных углекислых минеральных вод типа HCO_3—Na—Ca—(Mg), общей минерализацией 0,45–3,28 г.л$^{-1}$ и содержанием CO_2 1,16–2,35 г.л$^{-1}$. Эти воды связаны с вулкано-осадочным неогеновым комплексом, под которым, по-видимому, залегают домезозойские породы.

На западной окраине города Зволен были пробурена гидрогеологическая скважина ZVM-1 глубиной в 650 м (рис. 2). Она прошла комплексом пород, представленных четвертичными наносами реки Грон, туфами, туффитами и эпикластическими вулканическими брекчиями с горизонтами андезитов. Отмечено 7 значительных притоков минеральных вод с дебитами от 1,92 до 44,4 л.с$^{-1}$, температурой воды 14,5 – 26,6 °С (табл. 6). Продолжительный опыт откачки вызвал с глубины 618,5–625,0 м приток воды, дебит которой стабилизировался на 19,6 л.с$^{-1}$, а температура на 27 °С. Скважина не дошла до основания неогенового вулкано-осадочного комплекса.

Мы относим минеральные воды источников ZV-24 Лукове (рис. 13) и ZV-27 Золна к водам Зволенской котловины (Слиач, Ковачова, Борова Гора, Бадин), которые приурочены к триасовым карбонатам (рис. 2).

На основании различий в геологических условиях местоположения источников и неодинакового химического состава вод выделены 4 гидрогеологические самостоятельные структуры и 3 гидрохимически различные области (рис. 2, табл. 9). Первые две области существенно отличаются от третьей. Их воды находятся в связи с триасовыми карбонатами (типы вод HCO_3—Ca—Mg и SO_4—HCO_3—Ca—Mg), в третьей – воды приурочены к неогеновому вулкано-осадочному комплексу (воды типа HCO_3—Na—Ca—(Mg)). Есть также разница между первой областью (воды типа HCO_3—Ca—Mg) и второй (воды типа SO_4—HCO_3—Ca—Mg). В подобластях 1А и 1Б (табл. 9) тип воды не отличается. Разница проявляется в доле компонентов Mg^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+} и SO_4^{2-}. Принимая во внимание генезис химизма минеральных вод, следует считать их карбонатогенными и силикатогенными, иначе говоря силикато-карбонатогенными (рис. 14, 15).

В настоящей работе обсуждается вопрос отношения между фонтанирующей водой скважины ČEM-1 и источников Купельный в курорте Слиач. Дискуссию вызвало уменьшение дебита (на 0,8 л.с$^{-1}$) источника Купельный (табл. 10). Из предыдущего разбора ясно, что воды скважины ČEM-1 и воды курорта Слиач относятся к разным гидрогеологическим структурам и окружающие их горные породы различны (рис. 10, 16), что сказывается и в их различном химическом составе (табл. 9). Эта разница в структуре лучше всего видна на схематическом профиле между скважиной ČEM-1 и курортом Слиач (рис. 17). Из этого следует, что воды Слиача не могут брать начало в карбонатах хочского или крижнянского покровов, обнажение которых находится к С от линии Черин – Долна Мичина. Общей чертой минеральных вод скважины ČEM-1 и курорта Слиач и, собственно говоря, всех минеральных вод Зволенского холмогорья является наличие CO_2, который проникает по тектоническим линиям и газирует воды разных гидрогеологических структур.

В предлагаемой работе рассматривается также режим дебита источника Купельный в Слиаче за 1952–1979 годы (рис. 18). За период наблюдений дебит источника неоднократно выказывал многолетнюю тенденцию уменьшения и много раз повторявшиеся резкие увеличения и уменьшения. Постепенное уменьшение дебита вызвано заносом активной части скважины, инкрустацией распределительного устройства и уменьшением общего количества зимних атмосферных осадков. Причиной внезапного увеличения дебита бывают бальнеотехнические вмешательства в скважину. Чтобы судить об отношении между осадками и дебитом источника Купельный были выбраны годы 1969–1973, когда общее количество зимних осадков и дебит источника имели тенденцию уменьшения (рис. 18). Также приняты во внимание источники холодных вод области предполагаемой инфильтрации и области выходов слиачских вод (рис. 19). Рассматривая рис. 19, нетрудно убедиться, что запоздание максимума дебита источника Купельный в Слиаче по отношению к максимуму дебита источника Трстие № 4 в селении Медзиброд равняется приблизительно 9

месяцам. Это запоздание соответствует запозданию максимума дебита термальных вод селения Ковачова, температура которых 45 °C (О. Франко–Э. Куллман 1968, О. Франко 1970). Из этого следует заключить, что термальные воды области Ковачова охлаждаются по мере восхождения к слиачскому верхнему уступу приблизительно с 45 °C на 33 °C (рис. 16).

Пояснения к рисункам

Рис. 1 Ситуационная карта Зволенского холмогорья

Рис. 2 Карта химических типов минеральных вод (местонахождение источников)
1 – воды типов HCO_3—Na—Ca; HCO_3—SO_4—Ca—Mg(Na); HCO_3—SO_4—Ca—Na(Mg); 2 – воды типа SO_4—HCO_3—Ca—Mg; 3 – воды типа HCO_3—Ca—Mg; 4 – воды типа HCO_3—Ca—Mg, связанные с известняками покрова Дриенок; 5 – источник минеральной воды; 6 – гидрогеологическая буровая скважина; 7 – линия геологического разреза

Рис. 3 Карта изотерм и изолиний содержания CO_2 в почвенном воздухе на глубине 2,0 м – местонахождение Чачин (Л. Гусак 1976)
1 – изолинии содержания CO_2 в %; 2 – изолинии температуры в °C; 3 – минеральный источник

Рис. 4 Карта изотерм и изолиний содержания CO_2 в почвенном воздухе на глубине 2,0 м – местонахождение Черин–Чачин (Л. Гусак 1977)
1 – изолинии содержания CO_2 в %; 2 – изолинии температуры в °C; 3 – минералный источник.

Рис. 5 Наблюдение за режимом скважины ČAM-1 в селении Чачин за годы 1977–1978

Рис. 6 Схематическая геологическая карта окрестностей селений Чачин и Долна Мичина (Й. Ярош и др. 1966, М. Славкай 1971, обработал М. Закович 1980)
1–3 четвертичные отложения: 1 – глины, пески, галечники; 2 – глины; 3 – травертины; 4–5 неоген: 4 – галечники, пески (плиоцен); 5 – туффиты (миоцен); 6–15 мезозой: 6–7 покров Дриенок; 6 – веттерштейнские известняки (аниз); 7 – сланцы, песчаники (нижний триас); 8–11 хочский покров: 8 – лунцские слои (карн); 9 – рейфлингские известняки (средний триас); 10 – доломиты (ладин); 11 – известняки (аниз); 12–15 крижнянский покров: 12 – мергелистые известняки (неоком); 13 – известняки, сланцы (юра нерасчлененная); 14 – брекчиевидные доломиты (средний-верхний триас); 15 – кварциты с горизонтами сланцев и конгломератов (нижний триас); 16 – разломы наблюдаемые, предполагаемые и перекрытые; 17 – буровая скважина; 18 – источник минеральной воды; линия геологического разреза

Рис. 7 Схематический гидрогеологический разрез между буровыми скважинами ČAM-1 и ČEM-1
1–2 неоген: 1 – галечники, пески (плоцен); 2 – туффиты (миоцен); 3–4 покров Дриенок: 3 – известняки (аниз); 4 – песчаники, сланцы (нижний триас); 5 – хочский покров в целом; 6–7крижнянский покров: 6 – брекчиевидные доломиты (средний-верхний триас); 7 – кварциты с горизонтами сланцев и конгломератов (нижний триас); 8 – гранодиориты; 9 – гидрогеологическая буровая скважина; 10 – источник минеральной воды; 11 – область инфильтрации; 12 – течение подземных вод

Рис. 8 Карта изотерм и изолиний содержания CO_2 в почвенном воздухе на глубине 2 м – местонахождения Черин–Долна Мичина
1 – изолинии содержания CO_2 в %; изолинии температуры в °C; 3 – минеральный источник

Рис. 9 Ход дебита и температуры воды в фонтанирующей скважине ČEM-1 Черин
1 – дебит скважины; 2 – температура воды

Рис. 10 Схематический геологический разрез между скважиной ČEM-1 и ручьем Мичинский
1–2 неоген: 1 – галечники, пески (плиоцен); 2 – туффиты (миоцен); 3–4 покров Дриенок: 3 – известняки (аниз); 4 – песчаники, сланцы (нижний триас); 5 – хочский покров в целом; 6 – крижнянский покров в целом; 7 – гидрогеологическая скважина; 8 – область инфильтрации; 9 – источник минеральной воды; 10 – течение подземных вод.

Рис. 11 Влияние фонтанирующей воды в скважине ČEM-1 на соседние источники
1 – дебит источника; 2 – уровень воды источника.

Рис. 12 Карта изотерм и изолиний содержания CO_2 в почвенном воздухе на глубине 2 м – местонахождение Лиесковец (Л. Гусак 1977)
1 – изолинии содержания CO_2 в %; изолинии температуры в °C; 3 – минеральный источник.

Рис. 13 Карта изотерм и изолиний содержания CO_2 в почвенном воздухе на глубине 2 м – месторождение Лукове (Л. Гусак 1977)
1 – изолинии содержания CO_2 в %; 2 – изолинии температуры в °С; 3 – источник минеральной воды
Рис. 14 Классификационная диаграмма минеральных вод
1 – кабронатогенные воды; 2 – силикатогенные и силико-карбонатогенные воды; 3 – сульфатогенные и сульфато-карбонатогенные воды
Рис. 15 Стабилизационная диаграмма системы $Na_2O—SiO_2—Al_2O_3—H_2O$ при 25 °С и давлении 0,101МПа
1 – силикатогенные и силикато-карбонатогенные минеральные воды
Рис. 16 Схематический гидрогеологический разрез между селением Ковачова и курортом Слиач
1–3 неоген: 1 – галечники, пески (плиоцен); 2 – туффитовые глины (сармат); 3 – тонкопсаммитовые туфы (баден); 4–7 мезозой: 4 – хочский покров – доломиты (средний-верхний триас); 5–7 крижнянский покров: 5 – мел и юра нерасчлененные; 6 – верхний и средний триас нерасчлененные; 7 – кварциты (нижний триас); 8 – кварцевые порфиры (пермь); 9 – гранодиориты; 10 – гидрогеологическая скважина со свободным переливом; 11 – минеральный источник в курорте Слиач, застигнутый скважиной; 12 – зона нарушений с вытекающей термальной водой; 13 – статический уровень термальной воды между селением Ковачова и курортом Слиач; 14 – дебит в $л.с^{-1}$ и температура воды в °С
Рис. 17 Схематический геологический разрез между скважиной ČEM-1 и курортом Слиач
1–3 неоген: 1 – галечники, пески (плиоцен); 2 – эпикластические брекчии (миоцен); 3 – туффиты (миоцен); 4–5 покров Дриенок: 4 – известняки (аниз); 5 – песчаники, сланцы (нижний триас); 6 – хочский покров в целом; 7 – крижнянский покров в целом; 8 – кварциты с горизонтами песчаников и конгломератов (нижний триас); 9 – кварцевые порфиры (пермь); 10 – гранодиориты; 11 – гидрогеологическая буровая скважина; 12 – источник минеральной воды
Рис. 18 Режим дебита источника Купельный в курорте Слиач за период 1952–1979
А – дебит источника; Б – недельная сумма осадков – станция Слиач «Три дубы»; средняя недельная температура воздуха – станция Слиач «Три дубы»
Рис. 19 Отношение между выпадением осадков и дебитом источника Купельный в курорте Слиач
А – Слиач–источник Купельный (средний недельный дебит за годы 1969–1973); Б – Медзиброд-источник Трстие № 4 (средний недельный дебит за годы 1963–1967); Ц – Горна Мичина–источник Герицов (средний недельный дебит за годы 1956–1958); Д – средняя недельная сумма осадков за годы 1969–1973 – станция Слиач «Три дубы»; Е – средняя недельная температура воздуха за годы 1969–1973 – станция Слиач «Три дубы»
Рис. 20 Фонтанирующая скважина ČEM-1 (Черин) – столб минеральной воды высотой около 25 м
Рис. 21 Буровая скважина ČEM (Черин) – фонтан минеральной воды, выбрасивающий валуны до 30 см диаметром

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой