ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia a inžinierska geológia 1

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1974

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia
a
inžinierska geológia I

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1975

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA Bratislava
Signatúra: 115107
kat. čís.: 744/75
Kčs kúpa: 28.-
Kčs vým.:
Kčs dar:

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Edita Brestenská, RNDr. prof. Bohuslav Cambel, DrSc., RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Jozef Gašparík, CSc., RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Ilavský, DrSc., RNDr. Ján Kantor, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., Prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., prof. RNDr. Michal Maheľ, DrSc., RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., (predseda redakčnej rady), †Ing. Ján Slávik, DrSc., RNDr. Laurenc Snopko, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc.

VEDECKÝ REDAKTOR

Ing. Eugen Kullman, CSc.

© Geologický ústav Dionýza Štúra 1974

OBSAH — CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

Hanzel, V.: Podzemné vody chočského príkrovu a série Veľkého Boku na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier — Ground waters of the Choč mantle and the Veľký Bok series on the north-east slopes of the High Tatras 7
Kullman, E. — Zakovič, M.: Hydrogeológia Chočského pohoria — The Choč mountain range hydrogeology 65
Škvarka, L.: Zvodnené zlomové línie v oblasti neovulkanitov Slovenska — Водоносные линии зломов в неовулканитах Словакии 115

Západné Karpaty-séria hydrogeológia a inž. geológia	1	str. 7—64	GÚDŠ	Bratislava	1974

551.49(437.6)

Vladimír Hanzel

Podzemné vody chočského príkrovu a séria Veľkého Boku na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier

9 obr. v texte, 2 farebné prílohy, anglického resumé

Abstrakt. Ce travail est un résumé des faits acquis par la recherche hydrogéologique fondamentale des versants nord-est des Hautes Tatras. L' attention principale fut consacrée aux eaux du réseau karstique de la nappe de Choč et de la série de Veľký Bok. On fait un jugement du rapport de ces eaux à la cuvette adjacente de Liptov et de Poprad, se basant sur l' évaluation du bilan. Dans ce territoire on avait délimité 6 régions aux eaux du réseau karstique, dans lesquelles de riches ressources d'eaux souterraines furent documentées.

Podzemné vody karbonátov mezozoika sú popri podzemných vodách kvartérnych sedimentov hlavným zdrojom vodárensky využiteľných podzemných vôd Slovenska. Je teda prirodzené, že so stúpajúcou potrebou vody sa v posledných rokoch pozornosť stále viac sústreďuje na výskum a prieskum puklinovo-krasových vôd.

Jedným z pohorí, na ktoré sa zameral výskum, boli Nízke Tatry, a to hlavne ich severovýchodné svahy. Cieľom výskumnej úlohy bolo podať základné hydrogeologické zhodnotenie územia, posúdiť vzťah podzemných a povrchových vôd, vymedziť hydrogeologicky významné oblasti s puklinovo-krasovými vodami, urobiť ich bilančné zhodnotenie a poukázať na možnosti získania nových zdrojov podzemných vôd.

Veľmi zložité geologické pomery územia si pri výskume vyžiadali použiť celý rad geologických, hydrogeologických a hydrologických metód a uplatnili sa aj metódy príbuzných vedných disciplín. Prvé práce boli zamerané na základné hydrogeologické mapovanie územia. Pri vybraných prameňoch boli v spolupráci s HMÚ vybudované merné objekty a zavedené sústavné režimné pozorovania, pričom raz mesačne bol sledovaný chemizmus vôd. Súčasne

RNDr. V. Hanzel, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

s hydrogeologickým mapovaním bolo robené mapovanie krasového fenoménu a bol hodnotený stupeň skrasovatenia vo vrtoch. V jednej z hydrogeologicky najvýznamnejších oblastí bola v spolupráci s IGHP Žilina na povrchových tokoch vybudovaná sieť merných objektov, na sledovanie odtok vôd z územia. Ich pozorovanie zabezpečoval Hydrometeorologický ústav v Bratislave. V priebehu hydrogeologického výskumu boli vyvŕtané 3 hydrogeologické vrty, ktorými sa mali preskúmať niektoré hydrogeologicky význačné štruktúry podzemných vôd. Podrobne bol študovaný i chemizmus podzemných vôd.

Geografická a klimatická charakteristika

Nízke Tatry sú najrozsiahlejším slovenským pohorím. Ich vysoký chrbát sa tiahne západo-východným smerom. Skúmaná časť územia patrí k východnej časti severných svahov Nízkych Tatier. Na východe je ohraničená Vernárskym potokom a na západe Ľanovskou dolinou. Na severe je morfologicky výrazná hranica s Liptovskou a Popradskou kotlinou, ktoré sú vyplnené paleogénnymi sedimentmi. Južné obmedzenie tvorí hlavný hrebeň Nízkych Tatier s najvyššími kótami Ďumbier — 2043,1 m a Kráľova hoľa — 1945,8 m. Najnižšou časťou územia s nadmorskou výškou 600,0 m je údolie Váhu v miestach, kde opúšťa sledované územie.

Nízke Tatry predstavujú asymetrickú megaantiklinálu popaleogénneho veku so strmšími južnými a miernejšími severnými svahmi. Pozostávajú z kryštalického jadra a z obalu mezozoika. Nakoľko územie má zložitú geologickú stavbu, jeho morfologický charakter bol formovaný selektívnou eróziou, krasovým fenoménom, ale aj glaciálnym fenoménom, ktorý pôsobil ako dôsledok pleistocénneho zaľadnenia.

Klimaticky patrí podstatná časť územia do mierne chladnej oblasti a hlavný hrebeň Nízkych Tatier do chladnej až studenej horskej oblasti. Teplota vzduchu klesá so stúpajúcou nadmorskou výškou. V dlhodobom priemere (1901—1950) je priemerná ročná teplota vzduchu v podhorí Nízkych Tatier 5—6 °C, uprostred pohoria sai 2—4 °C a na hrebeňoch klesá na 0 °C.

Zrážky sú v území rozložené nerovnomerne, pribúdajú od severu na juh v zhode s morfologickými pomermi. Dlhodobý priemerný ročný úhrn zrážok (1930—1969) sa v podhorí pohybuje od 534,0 do 749,0 mm a vo vlastnom pohorí od 768 mm do 1182,0 mm. Maximum zrážok spadne vo vegetačnom období, v mesiacoch máj až august. Bližšiu charakteristiku zrážkových pomerov v hodnotenom období podáva tabuľka ročných úhrnov zrážok a ich odchýlok vzhľadom na dlhodobý priemer (tab. 1), Dôležitým znakom klímy je snehová pokrývka, pretože rozhodujúcou mierou ovplyvňuje odtokový režim tokov, najmä v jarnom období. Na okraji pohoria sa trvalá snehová pokrývka objaví v priebehu novembra a mizne začiatkom apríla, ale smerom k hrebeňu Nízkych Tatier trvá až do konca apríla.

Dôležitým faktorom pri bilančnom hodnotení vôd je výpar. Podľa J. Tomlaina (1965) sa na okraji pohoria dlhodobý priemer (1926—1960) pohybuje od 488 mm do 493 mm, pričom na každých 100,0 m nadmorskej výšky sa výpar znižuje priemerne asi o 11 mm. V zimných mesiacoch je výpar veľmi nízky, čo dokumentuje, že na doplňaní zásob podzemných vôd majú najväčší podiel zrážky z tohto obdobia.

Tabuľka 1

Tabuľka odchýlok zrážok hodnoteného obdobia v porovnaní s dlhodobím priemerom

Zrážkomerná stanica (n. m. výška)		Priemerný ročný úhrn za obdobie 1930—1969	Ročný úhrn v mm			% dlhodobého priemeru		
			1970	1971	1972	1970	1971	1972
Liptovský Hrádok	(650,0 m)	601	890	579	737	148,1	96,3	122,6
Kráľova Lehota	(670,0 m)	749	959	643	783	128,0	85,9	104,5
Svarín	(700 m)	768	920	599	789	119,8	77,9	102,7
Malužiná-Michalovo	(720,0 m)	786	1003	750	910	127,6	95,4	115,8
Čierny Váh	(740,0 m)	779	853	657	732	109,5	84,3	94,0
Východná	(745,0 m)	731	839	611	717	114,8	83,6	98,1
Lučivná	(790,0 m)	534	909	585	743	170,2	109,6	139,1
Važec	(800,0 m)	737	871	624	682	118,2	84,7	92,5
Liptovská Teplička	(919,0 m)	812	932	732	763	114,8	90,2	94,0
Vyšná Boca	(975,0 m)	1107	1377	1092	1160	124,4	98,6	104,8
Chopok	(2012,0 m)	1182	1307	934	1115	110,5	79,0	94,3
				priemer		125,9 %	89,5 %	105,6 %

Severovýchodné svahy Nízkych Tatier, hlavne oblasť Kráľovej hole, sú dôležitým hydrografickým uzlom Slovenska. Prechádza nimi rozvodnica troch veľkých európskych povodí: Dunaja, Tisy a Visly. Podstatná časť územia je odvodňovaná Bielym a Čiernym Váhom a od Kráľovej Lehoty Váhom. Iba malá časť územia je odvodňovaná riekou Poprad a Hornád. Vodnosť a hydrologický režim povrchových tokov je závislý od vlastností povodia, ktoré vo významnej miere ovplyvňujú odtok podzemných vôd. Bližšiu charakteristiku vodnosti tokov podáva tabuľka priemerných ročných prietokov (tab. 2).

Maximum vodnosti tokov v priebehu roka pripadá na mesiace apríl—máj, pričom hlavným zdrojom vodnosti je topiaci sa sneh. V letných mesiacoch niekedy vznikajú podružné maximá ako dôsledok dlhotrvajúcich bohatších zrážok. Vyskytujú sa najčastejšie v júli a v auguste. Najmenej vodné mesiace sú január — február, keď sa zrážky hromadia vo forme snehovej pokrývky. Hlavným zdrojom vodnosti tokov v tomto období sú predovšetkým podzemné vody z karbonátových komplexov mezozoika.

Tabuľka 2

Tabuľka priemerných ročných prietokov za obdobie 1970—1972

Tok Stanica	Plocha povodia (km^2)	Priemerný ročný prietok (l/s)		
		1970	1971	1972
Čierny Váh Liptovská Teplička	61,8	1 780	1860	1330
Čierny Váh Čierny Váh	243,3	5 180	3630	4320
Ipoltica Čierny Váh	87,1	1 890	1390	1720
Biely Váh Východná	108,1	1 790	1480	1400
Boca Kráľ. Lehota	116,6	3 070	1750	1960
Hybica Kráľ. Lehota	45,0	552	395	376
Váh Lipt. Hrádok	638,7	11 800	7970	8910

Geologická stavba územia

Nízke Tatry predstavujú mohutnú popaleogénnu megaantiklinálu, vytvorenú z kryštalického jadra, na ktorom je uložený mezozoický obal, a to vo forme autochtónnych obalových sérií a vo forme krížňanského a chočského príkrovu (obr. 1).

Kryštalické jadro hodnotenej časti Nízkych Tatier je vytvorené z kryštalinika ďumbierskeho pásma, ktoré buduje najzápadnejšiu časť územia, z kryštalinika krakľovského a kráľovohoľského pásma, tvoriaceho východnú časť územia. Na ich zložení sa podieľajú granitoidné horniny a kryštalické bridlice, pozostávajúce prevažne z pararúl, migmatitov a amfibolitov.

S kryštalickým jadrom sú geneticky a tektonicky späté obalové série. Uprostred ďumbierskeho kryštalinika pri južnom konci Jánskej doliny sa nachádza úzka, tektonicky zložitá synklinála, vyplnená horninami triasu, známa ako séria Konského Grúňa (A. Matějka 1931, R. Kettner 1930) a v údolí Bocianky, západne od Vyšnej Boce zasahuje do územia časť zložitej synklinály Trangošky, ktorá je vyplnená horninami triasu a sčasti i jury. Obalová séria ďumbierskeho kryštalinika je celkove dosť málo vyvinutá. Patria do nej spodnotriasové členy v jeho východnej časti, z ktorých sú najviac rozšírené kremence.

Od údolia Vernárskeho potoka na východe až po údolie potoka Bocianka

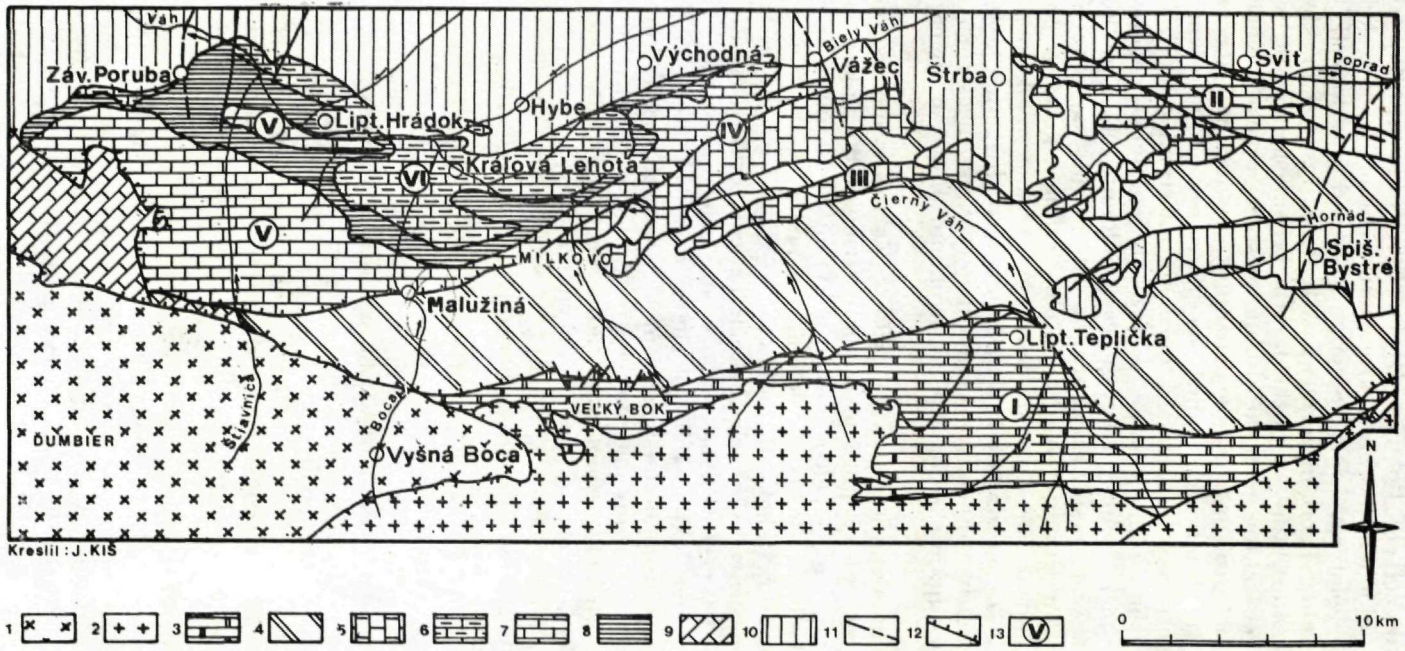
na západe sa tiahne séria Veľkého Boku. A. Biely (1964) ju interpretuje ako štruktúru s generálnym úklonom k severu, ktorá leží v nadloží krakľovského kryštalinika a v podloží melafýrovej série. Smerom na západ je séria Veľkého Boku enormne redukovaná. Tvorí mezozoický sedimentárny obal krakľovského kryštalinika s fáciami, ktoré sú blízke fáciám krížňanského príkrovu. Pre jej epimetamorfný charakter, je ťažké urobiť jej stratigrafické členenie. Podľa R. Kettnera (1937) sa na báze nachádzajú kremence, nad ktorými miestami ležia fylitizované bridlice. V nadloží spodnotriasového súvrstvia sú strednotriasové a vrchnotriasové dolomity, ktoré majú miestami veľkú hrúbku. Ich stratigrafické rozhranie nie je jasné, pretože sa vzájomne podobajú a lunzské vrstvy často v nich chýbajú. Vo vyššej časti dolomitového komplexu majú polohy lunzských vrstiev spravidla hrúbku 30—40 m. Najvrchnejšiu časť triasu tvorí keuper. Predstavujú ho pestrofarebné bridlice, ktoré sa striedajú s lavicovitými dolomitmi. Jura sa začína bazálnymi brekciami a kalovými vápencami liasu. Podľa J. Zelmana (1967) k vyššiemu liasu, doggeru a malmu patrí komplex silne mramorizovaných, miestami hľuznatých vápencov rôznych farieb. V ich nadloží vystupujú slienité vápence neokomu, ktoré sú obyčajne silno zbridličnatené.

V nadloží série Veľkého Boku leží chočský príkrov. Začína sa melafýrovou sériou. Styk je výrazne tektonický, presunová línia je strmo uklonená k severu. Ide o presunovú líniu zmladenú popaleogénnymi pohybmi. Miestami sa na nej vyskytujú tektonické brekcie, bunečnaté dolomity a podľa D. Andrusova (1936) i šupina mylonitov kryštalických bridlíc.

Chočský príkrov na severných svahoch Nízkych Tatier tvoria tri čiastkové tektonické jednotky (A. Biely 1963). Tieto nad sebou ležiace vrstevné komplexy sú navzájom oddelené tektonickými plochami. Spodná tektonická jednotka (južná) sa začína v Jánskej doline a smerom na V sa rozširuje. V prevažnej miere sú v nej zastúpené horniny melafýrovej série a iba sporadicky čiernovážska séria. Stredná tektonická jednotka sa tiahne od Svidovského potoka až po Svit. Na jej stavbe sa zúčastňuje predovšetkým trias čiernovážskej série, v severnej časti i jura a v malej miere aj melafýrová séria. Vrchná tektonická jednotka (severná) sa tiahne od Ilanovskej doliny po Svit a tvorí ju stredný až vrchný trias bielovážskej série.

Melafýrová séria podľa V. Ďuroviča (1967) má celkove úklon k severu. Jej najspodnejšiu časť tvorí súvrstvie bridlíc, arkóz a zlepencov s vzájomne sa striedajúcimi vulkanickými bázickými horninami. A. Biely (1963) tento komplex zaraďuje do vrchného karbónu. V jeho nadloží je mohutný komplex pestrých bridlíc, pieskovcov, arkóz, zlepencov s polohami melafýrov, kremitých porfýrov, porfyritov, začleňovaných do permu. Vrty v doline Nižný Chmeleniec zasiahli v tomto súvrství menšie polohy a šošovky anhydritu a sadrovca. Najvrchnejšiu časť melafýrovej série tvorí súvrstvie spodného triasu. Sú to pieskovce, kremence, ílovité bridlice (seis) a pestrofarebné bridlice a vápence kampilu.

Odlišnosť vývoja sérií chočského príkrovu badáme v strednom a vrchnom triase. Čiernovážska séria (A. Biely 1960, 1962) sa začína v Jánskej doline ako tenšia poloha, ktorá sa smerom na V rozširuje. Prevažujú v nej dolomity, ktoré siahajú od anisu až po nor. V podloží tohto monotónneho dolomitového komplexu sa miestami nachádzajú tenšie vrstvy gutensteinských vápencov. Miestami uprostred dolomitov leží 5—10 m mocná poloha bridlíc a pieskovcov



Obr. 1. Geologická skica severovýchodnej časti Nízkych Tatier s vymedzením oblastí puklinovo-krasových vôd. Zostavil V. Hanzel 1974 (podľa geologických podkladov A. Bieleho a geologickej mapy 1 : 200 000). 1 — dumbierske kryštalinikum; 2 — krakľovské a kráľovohoľské kryštalinikum; 3 — séria Veľkého Boku; 4—8 Chočský príkrov: 4 — karbón-spodnotriasové súvrstvie (melafýrová séria), 5 — čiernovážska séria, 6—8 — bielovážska séria, 6 — vrchnotriasové karbonáty, 7 — strednotriasové karbonáty, 8 — lunzské vrstvy; 9 — krížňanský príkrov; 10 — paleogén; 11 — zlomy; 12 — presunové línie; 13 — oblasti s puklinovo-krasovými vodami; I — karbonátový komplex v oblasti Liptovskej Tepličky, II — lučivnianský karbonátový komplex, III — karbonátový komplex Čierneho Váhu, IV — važecko-svarínsky karbonátový komplex, V — karbonátový komplex Jánskej doliny, VI — karbonátový komplex Kráľovej Lehoty.

(lunzské vrstvy). Jura tvoriaca úzky pruh alebo šošovky je zastúpená vápencami s rohovcami, krinoidovými vápencami liasu, radiolárіovými bridlicami, radiolaritmi dogeru, malmu a najvyšším členom sú doskovité slienité vápence s rohovcami (titón).

Dolomity čiernovážskej série tvoria dva pruhy uprostred melafýrovej série. Na severe sa čiernovážska séria tektonicky styka s bielovažskou sériou. Na styku sa vytvorilo šošovkové pásmo (dolomity, vápence), ktoré predstavuje redukované prevrátené krídlo čiernovážskej série. Bielovážska séria (A. Biely 1960, 1962) rozložená severnejšie od čiernovážskej série sa tiahne od Svitu až po Ilanovskú dolinu. Na báze je hrubý pruh gutensteinských vápencov (anis), vyššie vystupujú spravidla niekoľko sto metrov mocné dolomity, ktoré patria do anisu. Vyššie ležiace, obyčajne rohovcové reiflinské vápence dosahujú hrúbku až 80,0 m. Vrchný trias sa začína lunzskými vrstvami (karn), v nadloží ktorých je asi 250,0 m mocný komplex hlavných dolomitov. Vrchný nor zastupujú dachsteinské vápence v údolí Bieleho Váhu. Vložku uprostred týchto vápencov tvoria slienité vápence a slienité bridlice — kössenské vrstvy pri Hybiach.

Od Šuňavy až po Svarín je výrazný tektonický styk gutensteinských vápencov bielovážskej série s jurskými členmi, resp. so šošovkovým pásmom. Od Svarína po Jánsku dolinu sa gutensteinský vápenec stýka s melafýrovou sériou a ďalej na západe leží bielovážska séria nad dolomitom alebo kriedou krížňanského príkrovu (ilanovská séria). Krížňanský príkrov a čiernovážska séria ležia v tektonickom podloží bielovážskej série.

Krížňanský príkrov je v závere Jánskej doliny zastúpený ilanovskou sériou. Stlačený je tu na úzky pruh vápencov a dolomitov stredného triasu. Ďalej smerom k východu je postupne vyvalcovaný.

Chočský príkrov sa na severe ponára pod vnútrokarpatský paleogén Liptovskej a Popradskej kotliny. Vytvára ho eocén o hrúbke 1000—1200 m (F. Chmelík 1953). V spodnejších polohách sú to brekcie, karbonatické zlepence, numulitové vápence a vyššie je flyšové ílovcovo-pieskovcové súvrstvie.

Fig. 1 Geological outline of the north-eastern part of the Low Tatras with delimited areas of karst-fissure waters. Drawn by V. Hanzel 1974 (according to geological data of A. Biely and geological map on scale 1 : 200 000).
Explanations:
1 — Ďumbier crystalline rocks; 2 — krakľovské and kráľovohoľské crystalline rocks; 3 — the Veľký Bok series; 4—8 the Choč series: 4 — the carbon-lower-Triassic strata series (melaphyre series); 5 — the Čierny Váh series; 6—8 — the Biely Váh series; 6 — the upper-Triasic carbonates; 7 — the middle-Triassic carbonates; 8 — the Lunz strata; 9 — the Krížňanský mantle; 10 — Paleogene; 11 — Faults; 12 — altering lines; 13 — areas with karst-fissure waters;
I — carbonate complex in the Liptovská Teplička area; II — the Lučivná carbonate complex; III — the Čierny Váh carbonate complex; IV — the Važecko-svarínsky carbonate complex; V — the Jánska valley carbonate complex; VI — the Kráľová Lehota carbonate complex

Hydrogeologická charakteristika územia

Na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier môžeme rozlíšiť na jednej strane územie budované z hornín kryštalinika a melafýrovej série, ktoré sú charakterizované puklinovou priepustnosťou, na druhej strane komplexmi karbonátov série Veľkého Boku, bielovážskej a čiernovážskej série chočského príkrovu, charakterizované puklinovo-krasovou priepustnosťou. Plošne veľmi rozsiahla, ale hydrogeologicky menej zvodnená oblasť kryštalinika a melafýrovej série ovplyvňuje hydrogeologické pomery geologických štruktúr s puklinovo-krasovými vodami.

Rozhodujúcim činiteľom pri zvodnení hornín kryštalinika je predovšetkým charakter puklín, hlavne ich roztvorenie. Kryštalinikum bolo po svojom vzniku intenzívne porušené alpinotypnou tektonikou, najmä však granitoidné horniny, takže už zopnuté variské systémy puklín boli doplnené novým rozpukaním. Sieť puklín, ktorá vznikla, dodnes podmieňuje obeh podzemných vôd v týchto horninách. Vzhľadom na rozdiely medzi fyzikálnymi vlastnosťami granitoidných hornín a kryštalických bridlíc, sú medzi oboma skupinami rozdiely v charaktere rozpukania, a tým aj ich zvodnenia.

Veľkú časť kryštalického jadra tvoria kryštalické bridlice, v ktorých sa pukliny a trhliny postupne so vzrastajúcou hĺbkou rýchle spájajú. Otvorené pukliny sú zväčša vyplnené sekundárnymi produktmi zvetrávania. Puklinové pramene, ktoré z nich ojedinele vyvierajú, majú výdatnosť prevažne menšiu ako 0,2 l/s. Väčšiu výdatnosť dosahujú iba vtedy, keď je puklinový systém doplňaný vodami z rozsiahlych pokryvných útvarov, ako napríklad pramene v oblasti kót Andrejcová, Kráľová hoľa a Zadná hoľa, kde podľa jednorázového merania bola výdatnosť prameňov 4,5 až 7,5 l/s. O celkove chudobnom zvodnení kryštalických bridlíc a do hĺbky sa zmenšujúcej priepustnosti svedčia staré banské diela z. od Vyšnej Boce, kde zo štôlní drénujúcich veľké oblasti vyteká iba 0,3 až 1,5 l/s podzemných vôd.

Granitoidné horniny majú väčšie množstvo otvorených puklín, ktoré sa smerom do hĺbky spájajú v menšej miere. Odrazilo sa to na väčšom množstve puklinových prameňov s výdatnosťou nad 1,0 l/s, výdatnosť je však prevažne menšia ako 0,5 l/s.

Väčšia časť zrážok v oblasti kryštalinika infiltruje do pokryvných útvarov (kamenné moria, svahové sute, glaciálne sedimenty), ktoré sú miestami veľmi rozsiahle a vďaka petrografickému zloženiu a nevytriedenosti materiálu sú veľmi dobrým prostredím pre infiltráciu. Časť zrážok sa v nich akumuluje a časť infiltrovaných vôd vyteká po zrážkach na povrch v podobe veľkého množstva suťových prameňov. Ojedinele na severnom svahu kóty Orlová a Stredná hoľa vyvierajú z glaciálnych sedimentov, ktoré vypĺňajú hlboké doliny, pramene s výdatnosťami asi 25,0 l/s. Ich výdatnosť je však bezprostredne ovplyvňovaná zrážkami.

Časť infiltrovaných vôd presakuje cez pokryvné útvary do puklinového systému. Tento obeh vôd v horninovom masíve vytvára zásoby podzemných vôd, ktoré najmä v zimnom období a v dlhých bezzrážkových obdobiach trvalo vytvárajú odtok vodných tokov. V tomto období sú už obvykle zásoby vody pokryvných útvarov vyčerpané, takže tento odtok možno považovať za podzemný. Na základe sústavného denného pozorovania prietokov potoka Bystrá na s. svahu masívu Ďumbier bol v rokoch 1970—1972 zistený minimálny

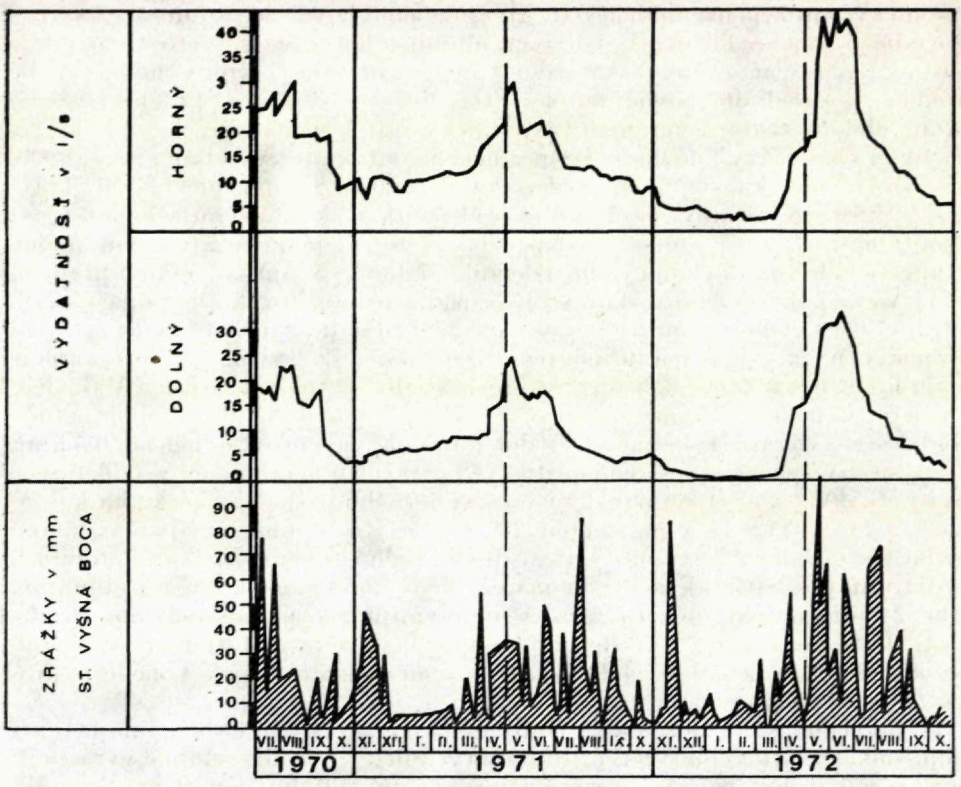
špecifický odtok podzemných vôd, ktorý sa pohyboval od 3,6 do 5,4 l/s/km². Povodie o ploche 11,0 km² tvoria granitoidné horniny, a preto tieto údaje možno považovať za reprezentatívne pre granitoidné horniny hodnoteného územia. V susednom povodí potoka Štiavnice bol z plochy 14,3 km² v tom istom období zistený minimálny špecifický odtok podzemných vôd od 2,8 do 10,2 l/s/km². Zvýšená hodnota špecifického odtoku je výsledkom rozsiahleho drenážneho účinku synklinál mezozoika Konského Grúňa, ale hlavne Trangošky, ktorých horniny majú väčšiu infiltračnú a akumulačnú schopnosť než okolité horniny kryštalinika. Časť podzemných vôd je odvádzaná synklinálou Trangošky do susedného povodia Bocianky, kde vyvierajú vo veľkom prameni z. od Vyšnej Boce. Jeho výdatnosť bola podľa jednorazového merania v apríli 1973 47,0 l/s. Obe spomínané synklinály sú odvodňované hlavne prestupmi do pokryvných útvarov a do povrchových tokov. Podstatne väčšie rozšírenie majú kremence a karbonáty obalovej série v údolí potoka Hodruša a Malužiná. Vyviera tu niekoľko prameňov s výdatnosťou od 0,5 do 3,0 l/s. V údolí potoka Hodruša vyvierajú z kremencov, dolomitov a vápencov o ploche 0,5 km², ktoré sú zavrásnené uprostred biotitických pararúl, dva pramene jv. od hájovne Škarkétka. V rokoch 1966—1972 výdatnosť horného prameňa Škarkétka kolísala od 0,25 do 33,9 l/s a dolného od 2,3 do 45,7 l/s. Pramene majú maximálnu výdatnosť v máji — v júni v dôsledku jarného topenia snehu. Potom ich výdatnosť pozvoľna klesá až do marca, kedy pramene klesnú na minimum (obr. 2), pričom výdatné letné zrážky ovplyvňujú priebeh poklesávania výdatnosti. Ďalšia časť vody z uvedeného komplexu vyviera vo forme prestupov do potoka Hodruša, ktoré sa podľa výsledkov niekoľkokrát opakovaného hydrometrovania pohybovali od 0,0 do 32,0 l/s.

Podľa chemického zloženia sú podzemné vody kryštalinika kalcium(magnézium)-bikarbonátového typu, pritom u kryštalických bridlíc vidíme výraznejší presun celkového chemizmu smerom ku kalcium-sulfátovému typu. Mineralizácia vôd je veľmi nízka, pohybuje sa od 0,05 do 0,15 g/l (S. Gazda in V. Hanzel 1973).

Podstatnú časť sv. svahov Nízkych Tatier tvoria horniny chočského príkrovu. Najvýznamnejšími akumulátormi podzemných vôd sú karbonáty bielovážskej a čiernovážskej série, zatiaľ čo melafýrová séria je menej dôležitá.

Karbónsko-spodnotriasové súvrstvie bridlíc, arkóz, pieskovcov, kremencov s polohami bázických vulkanitov (melafýrová séria) je ako celok hydrogeologicky nepriepustné a svojou polohou v nadloží série Veľkého Boku a v podloží karbonátov chočského príkrovu vplýva na ich hydrogeologické pomery. Tvrdé lavice pieskovcov, kremencov, arkóz, ako i bázické vulkanity boli na rozdiel od plastických bridlíc intenzívne tektonicky porušené, a preto obsahujú množstvo puklín a otvorených trhlín, podmieňujúcich ich priepustnosť, ktorá je zväčšovaná ešte aj intenzívnym zvetrávaním hornín do hĺbky cca 30,0 m. Význam a hĺbkový dosah puklín tektonického porušenia dokumentuje rad prieskumných vrtov v údolí potoka Malužiná, Svarinka, Vyšný a Nižný Chmelienec, Ipoľtica, Benkovský potok, ktoré zasiahli puklinové vody v pieskovcoch a kremencoch. V mnohých vrtoch dodnes voľný prietok vody dosahuje výdatnosť do 1,0 l/s s teplotou vody 6,5 až 12 °C.

Z týchto hornín vyviera rad puklinových prameňov s výdatnosťou pod 0,2 l/s. Určitú predstavu o zvodnení hornín melafýrovej série dáva zistený minimálny špecifický odtok podzemných vôd v rokoch 1970—1972 z povodia



Obr. 2. Kolísanie výdatností prameňov Škarkétka vo vzťahu k zrážkam.
Fig. 2. The Škarkétka spring yield fluctuation in relation to precipitations.

Svidovského potoka o ploche 11,3 km², ktorý sa pohyboval od 1,8 do 3,0 l/s/km². V povodí sú zhruba rovnako zastúpené jednotlivé druhy hornín melafýrovej série. Tam, kde prevládajú bridlice nad ostatnými horninami, minimálny špecifický odtok podzemných vôd sa pohyboval okolo 1,0 l/s/km².

Pestré litologické a petrografické zloženie melafýrovej série podmieňuje aj zložitosť jej hydrogeochemických pomerov. Sú to vody pestrého chemizmu s mineralizáciou, ktorá kolíše v širokom intervale, a to od 0,1 do 2,0 g/l. Hlavne prieskumnými vrtmi boli objavené rôzne mineralizované vody prevažne kalciového, resp. nátrium-sulfátového typu (S. Gazda 1973).

Celkovo je melafýrová séria málo až veľmi málo zvodnená a prevažne je nepriepustná. Spôsobuje to časté striedanie popukaných pieskovcov, kremencov, melafýrov, v ktorých sú puklinové vody s lokálne obmedzenou cirkuláciou, s nepriepustnými bridlicami. Vyznačujú sa preto veľmi malou infiltračnou schopnosťou, a preto v oblasti jej rozšírenia prevláda povrchový odtok.

Významnú úlohu pri vytváraní hydrogeologických pomerov hodnoteného územia majú karbonátové komplexy mezozoika, na ktoré sú v podstatnej miere viazané podzemné vody územia. Sú významným akumulátorom

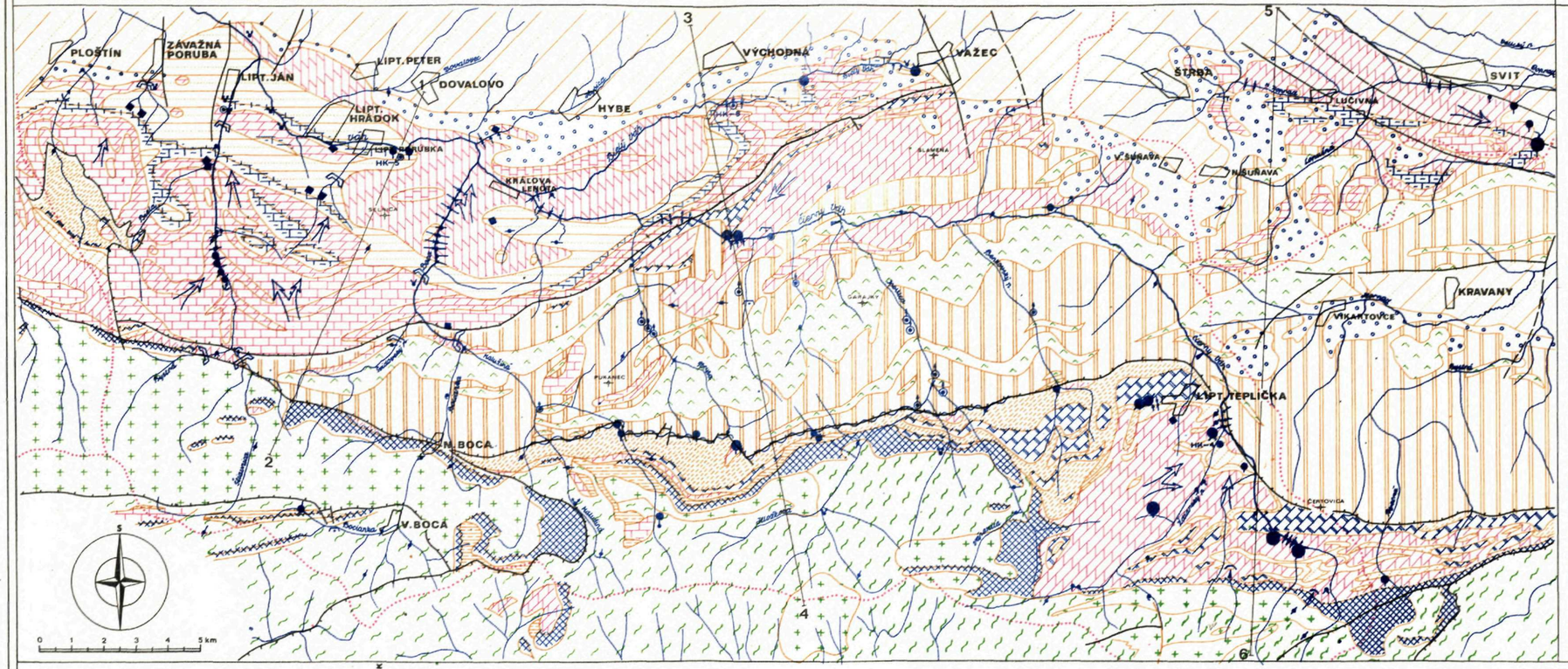
SCHÉMATICKÁ HYDROGEOLOGICKÁ MAPA SEVEROVÝCHODNEJ ČASTI NÍZKYCH TATIER

ZOSTAVIL : V.HANZEL , 1973

(S POUŽITÍM GEOLOGICKÝCH MÁP GÚDŠ M 1:50.000, MEDZIMERÍTKO GENERÁLNYCH MÁP).

PRÍLOHA č.1

(K článku V.Hanzela : Podzemné vody chočského príkrovu a série V.Boku na SV svahoch N.Tatier).



VYSVETLIVKY KU HYDROGEOLOGICKEJ MAPE

ZVODNENIE HORNÍN :

- silne zvodnené
- stredne zvodnené
- nízko zvodnené
- veľmi nízko zvodnené

LITOLÓGIA A STRATIGRAFIA

PALEOGÉN

- striedanie pieskovcov a ílovcov
- zlepence, brekcie, karbonátový a nekarbonátový vývoj

MEZOZOIKUM

- neokóm – slieňovce, silnité vápence
- jura – krinoidové, radiolarové a rohovcové vápence
- dolomity triasu vcelku
- nor – dachsteinské vápence
- keuper – striedanie bridlíc, pieskovcov s vložkami dolomitov
- nor – dolomity
- karn – lunzské pieskovce, bridlice
- vrchný ladin – rohovcové (reflingské) vápence
- ladin – dolomity
- anis – tmavé vápence
- spodný trias – striedanie bridlíc s pieskovcami a kremencami
- spodný trias – kremence, epimetamorfované kvarcity
- bázické vulkanity – melafýrová séria
- striedanie bridlíc, pieskovcov, arkóz – melafýrová séria – karbón – spodný trias

KRYŠTALINIKUM

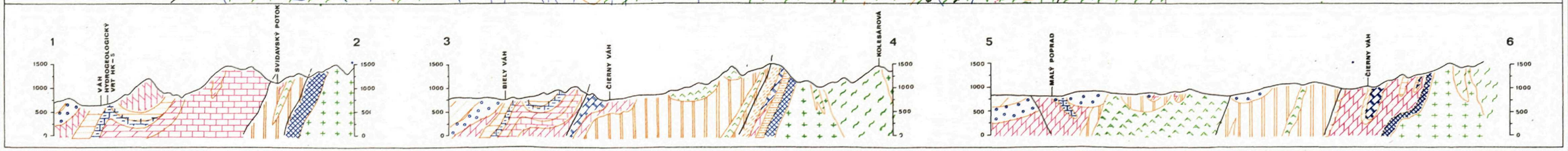
- granodiority, granity, diority, porfyrity
- pararuly, migmatity, amfibolity

PRAMENE :

- prameň s výdatnosťou do 10,0 l/s
- prameň s výdatnosťou od 10,0 do 50,0 l/s
- prameň s výdatnosťou od 50,0 do 100,0 l/s
- prameň s výdatnosťou nad 100,0 l/s
- prameň sutový
- prameň vrstevný
- prameň puklinový, zlomový
- prameň krasový
- prameň pretekavý
- prameň údolný, erózny
- prameňná línia
- prameň minerálny
- prameň zachytený

OSTATNÉ ZNAČKY :

- hydrogeologický vrt
- geologický vrt s prelivom vody
- výtok zo štôlne
- vyvieračka
- ponor
- povrchový tok
- významné úseky prestupu podz. vôd do toku
- významné úseky strát vody z povrchového toku
- predpokladaný smer prúdenia podzemnej vody
- vodočet s limnigrafom
- merný prah
- zvodnená tektonická línia
- geologická hranica
- presunová línia, zlomy
- 1—2 línia rezov
- rozvodnica povodia hlavných tokov



KARTOGRAF : J. KIŠ

Tlač : GÚDŠ - 115 - 1975

puklinovo-krasových vôd. Hydrogeologicky menej zvodnené komplexy spolupôsobia pri formovaní režimu podzemných vôd karbonátových komplexov jednak ako povrchové zberné oblasti so svahmi priklonenými ku karbonátovým komplexom, jednak drénujú časť ich puklinových vôd karbonátmi, ale hlavne pôsobia ako izolátory obmedzujúce cirkuláciu podzemných vôd karbonátových komplexov.

V karbonátoch vplyvom chemického rozpúšťania, vychádzajúceho od puklín a ostatných plôch odlučnosti, vznikajú povrchové a podpovrchové krasové javy, ktoré ovplyvňujú režim a akumuláciu podzemných vôd. V jednotlivých oblastiach rozšírenia karbonátov nachádzame kvantitatívne i kvalitatívne odlišné prejavy skrasovatenia (jaskyne, závrty, ponory, kaňony, vyvieračky). Na základe početnosti výskytu krasových javov relatívne najviac skrasovateniu podľahli karbonáty v oblasti Važca (Važecký kras), kde pripadá na 1 km^2 1,5 krasového javu, v širšej oblasti Jánskej doliny 1,4 a 1,3 pripadá na karbonáty v oblasti Liptovskej Tepličky. Najmenej, iba 0,2 ich pripadá na karbonáty v oblasti Svitu. Krasový fenomén je predovšetkým viazaný na gutensteinské a dachsteinské vápence, ktoré sú chemicky čisté, a preto ľahko skrasovatené. Naopak, dolomity sú silno tektonicky podrvené a málo náchylné na skrasovatenie. V dôsledku striedania sa vápencov a dolomitov je preto plošné skrasovatenie veľmi nerovnomerné. Najviac sú skrasovatené údolné časti a smerom k rozvodnicovým chrbtom sa skrasovatenie zmenšuje a nadobúda prevahu puklinovitosť. Veľká časť krasových dutín, ako poukazujú vrty, je sekundárne vyplnená rôznozrnným pieskom a niekedy i hlinitým materiálom. Na základe týchto poznatkov možno konštatovať, že v hodnotenom území nejde o prostredie s rýdzo krasovou priepustnosťou, ale o kombináciu krasovej a puklinovej priepustnosti a z tohto hľadiska treba chápať i režim podzemných vôd.

I keď skrasovatenie a puklinovitosť sú veľmi nerovnomerné, sú relatívne veľmi veľké, čo umožňuje infiltrovať značné množstvo zrážkových vôd do karbonátov, ktoré sú preto v podstatnej časti roka bez povrchového odtoku.

Dôležitým faktorom ovplyvňujúcim hydrogeologické pomery mezozoika sú popri litológii tektonické pomery. V hodnotenom území Nízkych Tatier možno podľa nich vyčleniť dve význačné štruktúry puklinovo-krasových vôd, ktoré sú líšia rozmanitosťou tektonických štýlov, čo významným spôsobom ovplyvňuje ich hydrogeologické pomery.

Jednu štruktúru predstavuje séria Veľkého Boku, ktorá leží v nadloží nízko zvodneného kryštalinika a monoklinálne upadá pod nepriepustné horniny melafýrovej série. Hlbinný tektonický štýl spôsobil, že sa z nej vytvorila drenáž rozsiahlej oblasti kryštalinika z južnej a západnej strany. Melafýrová séria obmedzujúca sériu Veľkého Boku zo severu vytvára jej podzemným vodám nepriepustnú bariéru. Tieto priaznivé geologické podmienky podmienili vznik význačnej akumulácie podzemných vôd v oblasti Liptovskej Tepličky, kde majú karbonáty najväčšie plošné rozšírenie. Smerom na západ je séria Veľkého Boku enormne zredukovaná a na povrch vystupujú prevažne horniny (neokom), ktoré nemajú priaznivé podmienky pre zvodnenie, a preto sa tu neakumulujú väčšie zásoby podzemných vôd.

Druhou hydrogeologickou štruktúrou puklinovo-krasových vôd je chočský príkrov. Zložitá tektonická stavba, ktorej hlavnou črtou je časté a komplikované striedanie sa silne zvodnených vápencov a dolomitov s hydrogeologicky

nepriepustnými súvrstviami, roztrieštila režim podzemných vôd karbonátov chočského príkrovu na 5 menších hydrogeologických oblastí (obr. 1).

Puklinovo-krasové vody série Veľkého Boku

Séria Veľkého Boku je po celom obvode uzavretá slabo zvodnenými a nepriepustnými horninami, ktoré zabraňujú prestup podzemných vôd do susedných hydrogeologických celkov a je veľmi nepravdepodobné, že vody tejto série komunikujú s vodami iných štruktúr. Vytvárajú ju horniny, ktoré sa litologicky a stratigraficky veľmi líšia a majú i odlišný hydrogeologický charakter. Na báze sa nachádzajú spodnotriasové kremence, z ktorých vyviera niekoľko puklinových prameňov s výdatnosťami od 0,1 do 0,6 l/s. Werfénske bridlice tvoria nepriepustné podložie nadložným karbonátom.

Hydrogeologicky najvýznamnejšími a najrozšírenejšími horninami sú triasové dolomity až vápnité dolomity, umožňujúce cirkuláciu podzemných vôd po puklinách a krasových dutinách. Keďže nepriepustné lunzské vrstvy často chýbajú, strednotriasové a vrchnotriasové dolomity vytvárajú jeden hydrogeologický celok. Prakticky sa karbonátový komplex tiahne v podobe pruhu od Hranovníckeho plesa a nápadne sa rozširuje v okolí Liptovskej Tepličky. Smerom na západ sa pruh zužuje. Séria Veľkého Boku má v nadloží málo priaznivého kryštalinika hydrogeologicky veľmi priaznivú polohu, čo umožňuje drénovať časť puklinových vôd z kryštalinika silne priepustnými dolomitmi, hlavne v miestach, kde nasadajú priamo na kryštalinikum (uzáver Ždiarskej doliny) a prijímať povrchové vody privádzané potokmi z priľahlých svahov kryštalinika. Silne zvodnené karbonáty triasu série Veľkého Boku majú v nadloží melafýrovú sériu, ktorá ich podzemným vodám vytvára nepriepustnú bariéru. Uvedené okolnosti podmienili silné zvodnenie triasových karbonátov, ktoré sa takto stali najvýznačnejším akumulátorom puklinovo-krasových vôd série Veľkého Boku.

Dolomitový komplex odvodňuje množstvo veľkých i menších prameňov, ktoré vyvierajú ako vrstevné, erózne, bariérové a puklinové pramene prevažne do povodia Čierneho Váhu a ojedinele do povodia Hornádu. Najvýznamnejšími prameňmi karbonátového komplexu sú pramene Teplička, Macová, Veľký Brunov a Malý Brunov, ktoré majú veľký hospodársky význam. Pri všetkých týchto prameňoch boli vybudované merné objekty a boli sústavne pozorované HMÚ v Bratislave. Výsledky pozorovania sú uvedené v priloženej tabuľke 3 a znázornené na obrázku 5.

Pramene Teplička sa nachádzajú cca 500,0 m západne od obce Liptovská Teplička, na úpätí jv. svahu kóty Doščanka — 1234,5. Je to prameniště líniového charakteru pozostávajúce z piatich prameňov, ale dva z nich v období sucha vysychajú. Infiltračnou oblasťou prameňov sú triasové dolomity j. od prameňov až po kótu Mogila — 1429,1 m. Časť vôd pochádza z jurských vápencov. Výstup vody je podmienený poruchou, ktorá sa nachádza pozdĺž úpätia svahu a silne porušila jurské vápence, ktoré podľahli skrasovateniu. Podpovrchovú bariéru výstupným cestám tvorili ílovité bridlice a masívnejšie vápence, ktoré majú pukliny vyplnené ílovitým materiálom, ako to potvrdili prebiehajúce zachytávacie práce (J. Malý 1973). Hydrometrické práce dokumentovali značné prestupy podzemných vôd do mocnej suťovej pokrývky, odkiaľ voda plynule pretekala do povrchového toku. Zberným zárezom vyhl-

Tabuľka 3

Výdatnosti sústavne pozorovaných prameňov série Veľkého Boku v oblasti Liptovskej Tepličky

Prameň	Výdatnosť l/s	Hydrologické roky					
		1967	1968	1969	1970	1971	1972
Teplička horný	Q max.	70,75	64,80	69,00	96,1	132,0	
	Q min.	49,70	40,75	39,50	31,1	51,2	170,0*
	Q max./Q min.	1,36	1,59	1,74	3,0	2,5	71,5
Teplička dolný	Q max.	73,90	64,83	67,60	30,3	66,5	2,3
	Q min.	54,50	40,75	38,70	38,7	46,6	
	Q max./Q min.	1,35	1,59	1,74	7,60	1,4	
Macová	Q max.	212,60	131,00	165,00	275,0	143,0	165,0
	Q min.	96,68	65,30	76,30	65,3	69,6	54,3
	Q max./Q min.	2,19	2,00	2,16	4,2	2,0	3,03
V. Brunov	Q max.	168,80	138,00	185,00	203,0	143,0	dočasne
	Q min.	60,20	41,50	43,40	54,3	50,6	zrušené
	Q max./Q min.	2,80	3,32	4,26	3,7	2,8	
M. Brunov	Q max.	280,0	165,80	300,00	514,7	334,0	449,5
	Q min.	92,30	80,00	92,80	73,5	57,1	42,8
	Q max./Q min.	3,03	2,01	0,23	7,00	5,84	10,5
Rovienky	Q max.	—	—	—	—	59,5	56,6
	Q min.	—	—	—	—	43,5	41,1
	Q max./Q min.	—	—	—	—	1,37	1,37
Pod Sútokom	Q max.	—	—	—	—	49,3	151,5
	Q min.	—	—	—	—	40,7	46,7
	Q max./Q min.	—	—	—	—	1,21	3,72

* Údaje sú zo spoločného merania prameňov počas ich zachytávania (IGHP)

Stupeň spoľahlivosti prameňa Q max./Q min.

výborný	1,0— 3,0
veľmi dobrý	3,1— 5,0
dobrý	5,1— 10,0
slabý	10,1— 20,0
zlý	20,1—100,0
veľmi zlý	nad 100,0

beným pozdĺž celého úpätia svahu prameniska boli tieto skryté prestupy vôd zachytené, takže pôvodná výdatnosť prameňov, ktorá v rokoch 1964—1969 kolísala od 75,0 do 135,0 l/s, počas zachytávania v rokoch 1970—1972 sa zmenila na 71,5 až 198,0 l/s (J. Malý 1973). Teplota vody sa pohybovala od 5,0 do 6,0 °C.

Prameň Macová sa nachádza v ľavostrannej dolinke Ždiarskeho potoka v nadmorskej výške 1040,0 m, asi 500,0 m nad hájovňou Ždiar. Okolie prameňa tvoria triasové dolomity a dolomity s rohovcami, v ktorých je zvrásnená šošovka lunzských pieskovcov a bridlíc. Tieto podmienili výstup vôd vo forme pretekavého prameňa. Jeho infiltračnou oblasťou sú priľahlé východné svahy Panskej hole — 1429,1 m budované z triasových dolomitov. Výdatnosť v rokoch 1967—1972 kolísala od 54,3 do 275,0 l/s (tab. 3). Teplota vody sa pohybovala od 4,6 do 5,8 °C.

Prameň Veľký Brunov vyviera na ľavom brehu Čierneho Váhu asi 250,0 m východne od ústia doliny Veľký Brunov. Jeho okolie je vytvorené z triasových dolomitov, z ktorých vyviera ako erózny prameň. Vznikol narezaním dolomitov Čiernym Váhom. Infiltračnou oblasťou prameňa sú priľahlé svahy kóty Záturňa — 1301,6 m doliny Veľký Brunov až po priľahlé svahy kryštalinika. Potok Veľký Brunov privádza z kryštalinika povrchové vody, ktoré sa na styku s dolomitovým komplexom čiastočne strácajú v ponoroch na dne potoka. Pri meraní v septembri 1967 to bolo 13,0 l/s povrchových vôd, z ktorých časť sa asi podieľa na dotovaní prameňa a časť na dotovaní prameňov medzi Veľkým a Malým Brunovom. Výdatnosť prameňa kolísala od 41,5 do 203,0 l/s a teplota vody sa pohybovala v rozpätí 4,5—5,5 °C.

Prameň Malý Brunov vyviera pri ústí doliny Malý Brunov do údolia Čierneho Váhu. Okolie prameňa tvoria triasové dolomity so zavrásnenou šošovkou keuperských bridlíc, ktoré vytvorili podmienky pre výstup vody na povrch vo forme pretekavého prameňa. Jeho infiltračnú oblasť tvoria okolité svahy doliny Malý Brunov aj s priľahlými svahmi kryštalinika kóty Dzurovová 1559,0 m.

Infiltračná oblasť Malého i Veľkého Brunova je zrejme spoločná. Nie je vylúčené, že časť vôd prameňa doplňujú povrchové vody z ponoru v Zatračanskej doline jz. od prameňa. Pramene Veľký a Malý Brunov, ako i prameň Rovienky a vody v ponore v Zatračanoch majú rovnakú asociáciu stopových prvkov (tab. 4). Na základe geologických pomerov je pravdepodobnejšie, že podstatná časť vôd zo Zatračanskej doliny vyviera v prameništi Rovienky pri vyústení Zatračanskej doliny do Čierneho Váhu. Svedčí o tom i tá okolnosť, že časť vôd zo Zatračanského potoka sa stráca v koryte potoka podstatne nižšie, než je hlavný ponor a pri vyšších stavoch až tesne pri ústí doliny, čo je podstatne nižšie, než je nadmorská výška prameňa Malý Brunov. Výdatnosti prameňa kolísali od 42,8 do 514,7 l/s a teplota vody sa pohybovala v rozpätí 4,4 do 5,7 °C.

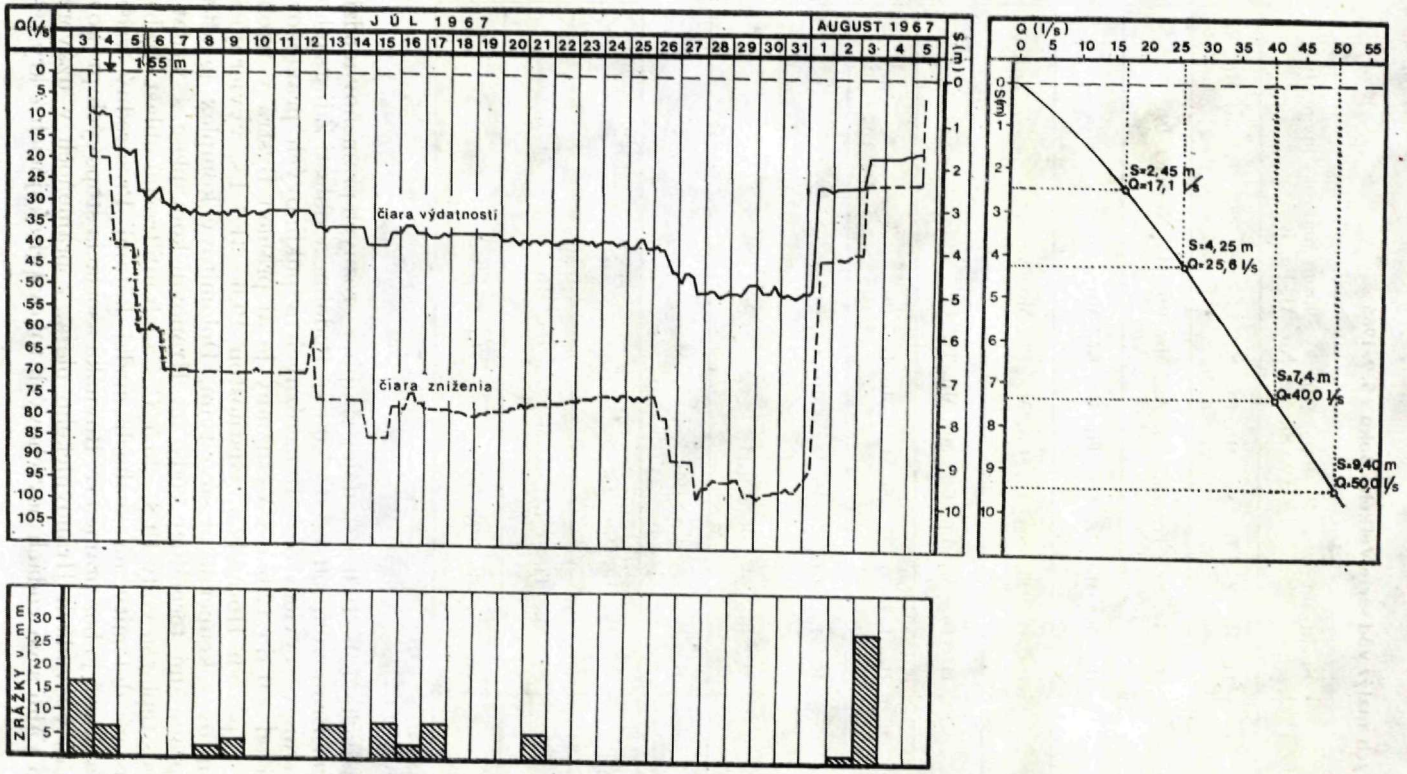
Z ostatných prameňov dosahuje veľkú výdatnosť skupina prameňov, ktoré ležia v údolnej nive Čierneho Váhu od hájovne Rovienky až po výstup Čierneho Váhu zo série Veľkého Boku. Pramene vyvierajú zo série Veľkého Boku na styku s melafýrovou sériou. Z nich najvýdatnejší je prameň Rovienky v údolí Čierneho Váhu (41,1—59,5 l/s) a prameň Pod sútokom (sútok Čierneho Váhu a Ždiarskeho potoka 40,7—151,5 l/s), na ktorých sú vybudované prepady a sú sústavne pozorované od roku 1971. Ostatné pramene tejto skupiny majú výdatnosť pod 7,0 l/s. V údolí Čierneho Váhu vyvierajú erózne pramene

Tabuľka spektrálnych analýz vôd série Veľkého Boku z 5. 9. 1966

prameň, ponor	Spektrálne zistené stopové prvky okrem makrokomponentov: Ca, Si, Mg, Na, Al, Fe, K
ponor Prašiviek	Ti, B, Zn, Ba, Sr, Mn, Pb, N, Li, Cu, Zr, Cr, Ga, Mo, Ni
prameň Prašiviek	B, Ba, Sr, Ti, Li, Cu, Ag, Mn, Pb, Mo, Ni, Cr, Rh
V. Brunov	B, Sr, Mo, Cr, Cu, Ti, Ba, Li, Mn
M. Brunov	Ba, B, Ti, Sr, Li, Cu, Mn, Pb, Mo, Ag, Cr
prameň j. od háj. Rovienky	B, Ba, Sr, Li, Cu, Mo, Mn, Ti, Cr
Rovienky	B, Li, Cu, Ti, Sr, Cr, Mn, Ba, Pb
prameň Staníkovo	B, Li, Cu, Ti, Ba, Sr, Mn, Ag, Cr
Pri sútoku	B, Sr, Li, Ba, Cu, Cr
Teplička	B, Sr, Li, Cu, Ba, Pb, Cr, Mn
Macová	B, Ba, Li, Cu, Ti, Sr, Mn, Cr
Hranovnica	Sr, B, Ti, Cu, Sb, Mo, Li, Ba, Rb, Cr
ponor Zatračany	B, Ti, Ba, Cr, Li, Cu, Sr, Mn, Pb, Mo

analyzoval: Cubínek, GÚDŠ

s. od kóty Prašivek (7,0—10,0 l/s), ďalej skupina eróznych prameňov medzi Veľkým a Malým Brunovom (od 1,5 do 5,0 l/s). Podobne v oblasti Ždiarskeho potoka a Podstrungy, vyviera niekoľko eróznych a puklinových prameňov s výdatnosťami od 1,0 do 12,0 l/s. Významný je aj prameň Bystrá v údolí potoka Bystrá v povodí Hornádu s výdatnosťou 19,6—31,7 l/s, vyvierajúci na styku dolomitov s keuperským súvrstvím. Dolomitový komplex je ešte odvodňovaný prameňmi termálnej vody na Hranovníckom plese s výdatnosťou 21,6 l/s a s teplotou vody 19,8—20,5 °C. Za ich infiltračnú oblasť treba považovať triasové dolomity na svahoch medzi kótami Prostredný vrch a Človečia hlava, ktorá je bez prameňov. Rovnaká asociácia stopových prvkov (Rb, Mo, Li, Cu) vo vodách Hranovníckeho plesa, v prameňoch v uzávere doliny Čierneho Váhu a vo vodách povrchových tokov pritekajúcich z kryšta-



Obr. 3. Čerpacia skúška a čiara výdatnosti z hydrogeologického vrtu HK-4 (Liptovská Teplička).

Fig. 3. Pumping test and yield curve from the hydrogeological borehole HK-4 (Liptovská Teplička).

Tabuľka 5

Parametre priepustnosti karbonátových hornín

Vrt lokalita	Litológia a stratigrafia	Ustálená hladina (m pod terén)	Skúšaný úsek (m)	Zníženie (m)	Výdatnosť (l/s)	Špecifická výdatnosť l/s . m	Špecifické zvodnenie l/s . m²	Číslo špecifického zvodnenia
			L	s	Q	$q = Q/s$	$q' = q/L$	$Z = \log 10^6 q'$
HK-4 L. Teplička	Séria V. Boku: 0,0—4,5 m hlina s valúnmi 4,5—39,5 keup. rozpl. pieskovce 39,5—100,8 m skrasovatelé váp. dolomity	1,50	36—100,8 64,0	9,40	51,2	5,446	0,085	4,9
HK-5 L. Porúbka	bielovážska s. 0,0—5,0 hlina s úlomkami karbonátov 5,0—100,8 vápence s rohovcami, polohy dolomitov — stredný trias	16,60	5,0—100,8 95,8	2,90	32,2	11,103	0,116	5,0
HK-6 Východná	bielovážska s. 0,0—5,7 hlina s valúnmi karbonátov 5,7—100,0 dolomity — stredný trias	9,40	5,7—75,0 69,3	22,50	2,2	0,097	0,001	3,1

linika túto skutočnosť len potvrdzuje (tab. 4). Dolomity sa na sv. ponárajú pod melafýrovú sériu. Ohriate podzemné vody vystupujú na povrch na tektonickom styku série Veľkého Boku a melafýrovej série.

Okrem prameňov je dolomitový komplex odvodňovaný skrytým prestupom podzemných vôd z komplexu do povrchových tokov, a to hlavne Čierneho Váhu, Ždiarskeho potoka a potoka Teplička.

Zvodnenie komplexu dolomitov bolo overené hydrogeologickým vrtom HK-4 situovanom pri sútoku Čierneho Váhu a Ždiarskeho potoka. Výsledky čerpacej skúšky sú uvedené v tab. 5. I keď nebolo možné zistiť, aká je maximálna výdatnosť (obr. 3) podľa priebehu čerpacej skúšky možno predpokladať, že z vrtu by bolo možné čerpať 80,0 až 100,0 l/s podzemných vôd. Podľa výsledkov rezistivimetrie prítokové pásmo vo vrte siahalo až do hĺbky 65,0 m.

Podľa týchto poznatkov boli v rámci hydrogeologického prieskumu vyvŕtané s. od vrtu HK-4 ďalšie dva hydrogeologické vrty (Vodné zdroje Bratislava). I keď vrty neboli ukončené, pri informatívnej čerpacej skúške sa z nich čerpalo 50,0 l/s, čo potvrdzuje vysoké zvodnenie dolomitov triasu (I. Valušiak 1973), a to tým viac, že nebola ovplyvnená výdatnosť prameňa Pod sútokom a výdatnosť vrtu HK-4, ktoré sa nachádzajú v blízkosti týchto prieskumných prác.

Hydrogeologicky menej zvodnené sú jurské vápence. V údolí Čierneho Váhu na styku liasových vápencov s keuperom vyviera prameň s výdatnosťou od 3,5 do 15,0 l/s. V západnej časti územia v oblasti kóty Nemecká (1534,9 m) a kóty Veľký Bok (1726,9 m) je jura zastúpená vápencami len vo forme tenkých pruhov mocných 30,0—50,0 m, s úklonom 35—40° k SV. Na styku s keuperom z nich vyvierajú pramene s výdatnosťou od 0,2 do 1,5 l/s.

Ostatné horniny série Veľkého Boku, t. j. lunzské vrstvy, keuper a neokom, sú hydrogeologicky nepriepustné. Plnia funkciu usmerňovateľa cirkulácie podzemných vôd a neokom má v oblasti Liptovskej Tepličky funkciu hydrogeologického izolátora, uzatvárajúc tak dolomitový komplex medzi kryštalinikom a melafýrovou sériou.

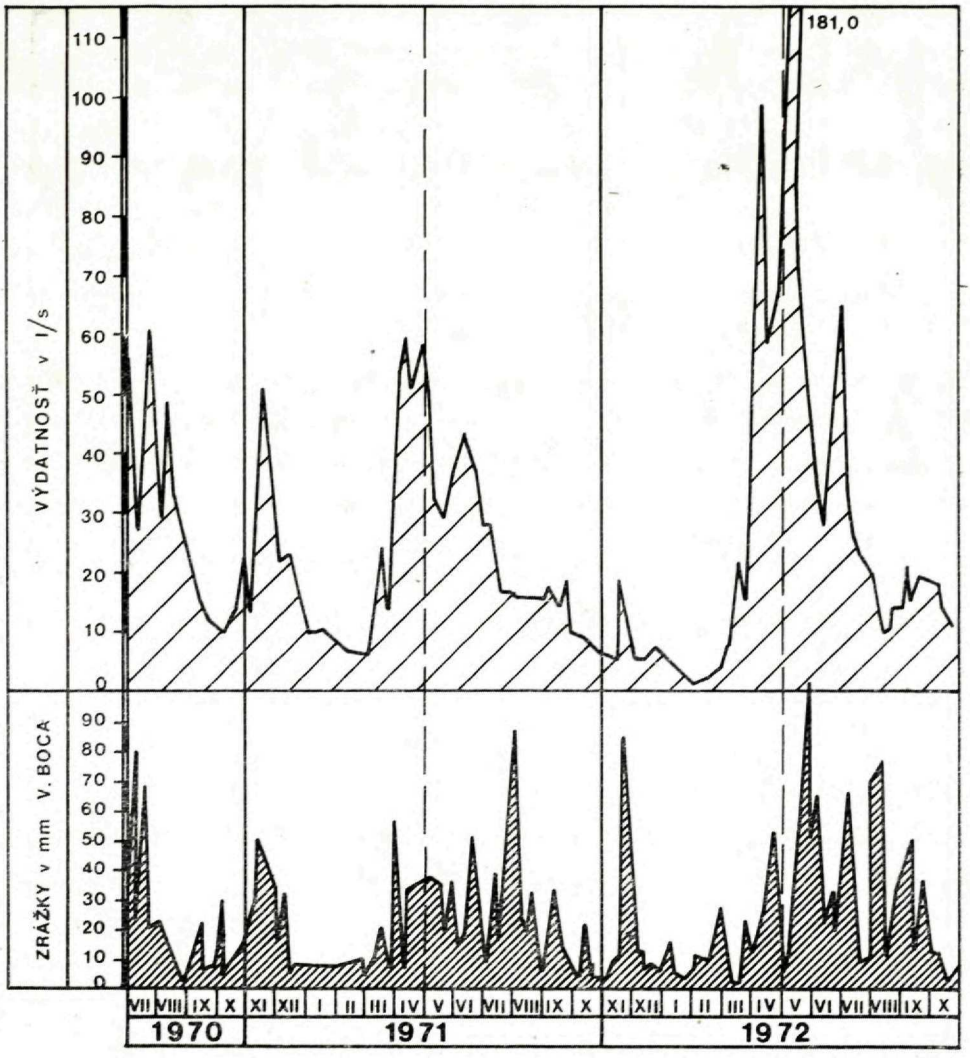
Z hydrogeologického hľadiska je veľmi významný tektonický styk série Veľkého Boku s melafýrovou sériou s úklonom asi 40—70° k severu, miestami i väčším. Vyskytujú sa na ňom tektonické vložky silno kavernóznych dolomitov. V miestach, kde dolomity vystupujú na povrch, a hlavne tam, kde boli narezané potokmi, vyviera niekoľko väčších prameňov. Výdatnosť a teplota najväčších z nich sú uvedené v tabuľke 6. Výdatnosť bola zistená prevažne nesústavným meraním autora v priebehu hydrogeologického výskumu, okrem prameňa Veľký Bok (dolný), ktorý od júla 1970 pozoruje HMÚ. Uvedené sústredené výstupy podzemných vôd sú odrazom drenážneho účinku karbonátov zavrásnených do sústavy komplexov pri spolupôsobení tektonickej línie ako drenážneho činiteľa. Vzhľadom na veľkosť prameňov treba predpokladať, že ide o rozsiahlu drenážnu oblasť. Nízka teplota, nízka mineralizácia vody a veľký rozkyv výdatnosti svedčia o pomerne plytkej cirkulácii, dobrej priepustnosti dolomitov a rýchlej reakcii výdatnosti na zrážky, ako to dokumentuje obr. 4.

Z uvedeného vyplýva, že triasové dolomity sú hydrogeologicky najpriaznivejším súvrstvím série Veľkého Boku. V komplexe dolomitov prevláda plytká cirkulácia po úroveň prameňov, a to vertikálna i horizontálna. Len vo v. časti série Veľkého Boku sa časť vôd podieľa na hlbinnej cirkulácii, pri ktorej

Tabuľka 6

Tabuľka výdatnosti prameňov z tektonického styku série Veľkého Boku a melafýrovej série

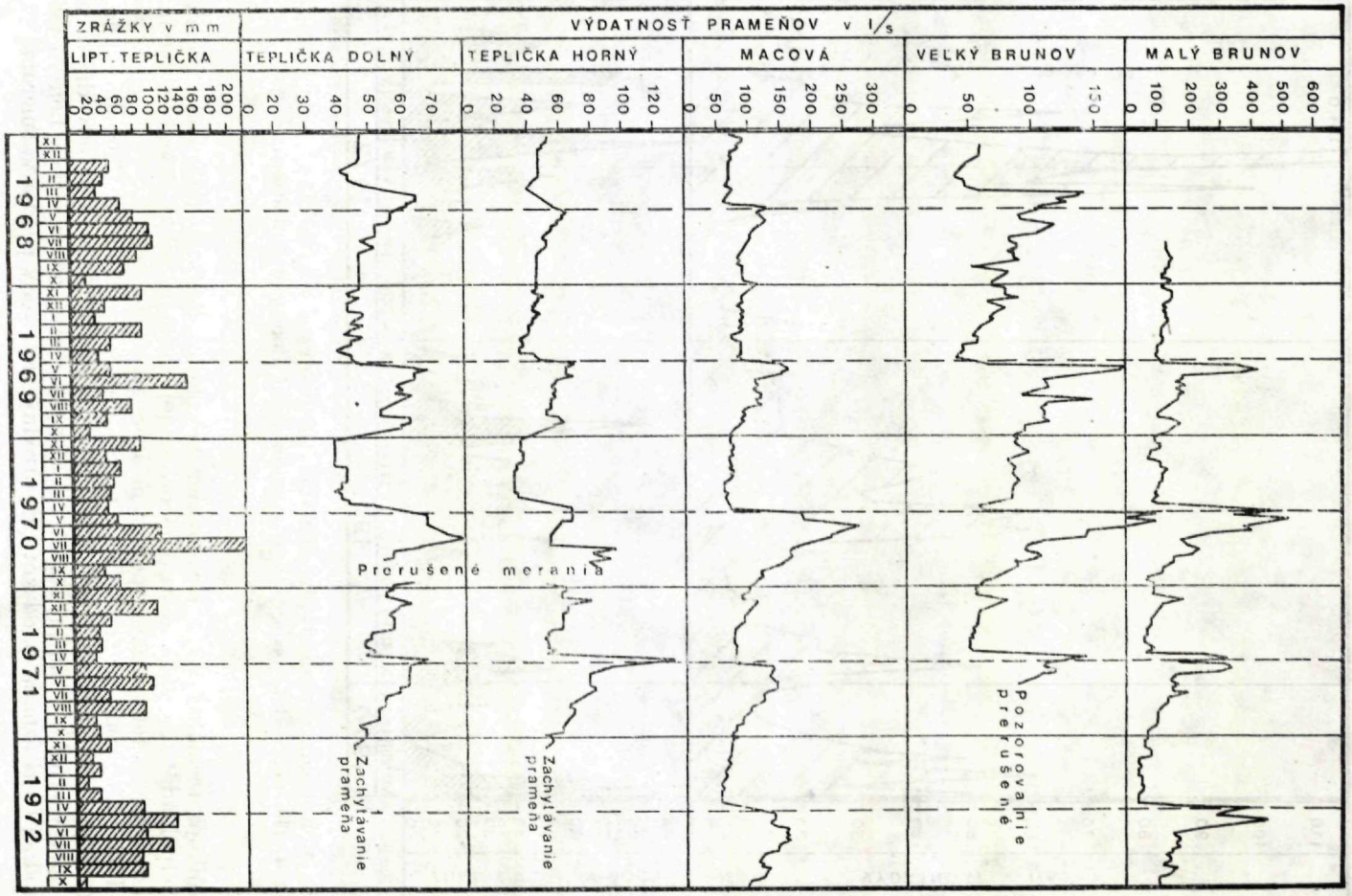
Prameň	V. Bok dolný	V. Bok horný	V. Bok západný	Studená dolina	Hodruša
výdatnosť v l/s	1,3—181,0	6,6—9,5	10,3—27,3	20,0—49,3	8,1—15,0
teplota vody v °C	4,8—5,3	4,1—8,3	3,8—5,8	6,0—6,1	5,3—5,8



Obr. 4. Kolísanie výdatnosti prameňa Veľký Bok vo vzťahu k zrážkam.
Fig. 4. The Veľký Bok spring yield fluctuation in relation to precipitations.

vznikajú termálne vody Hranovníckeho plesa. Podľa teploty vody možno predpokladať, že voda zostupuje na svojej ceste do hĺbky 550,0—600,0 m, čo zodpovedá tektonickým pomerom územia.

Podzemné vody prúdia zväčša na S, prevažne do údolia Čierneho Váhu, ktorý je eróznou bázou územia, a preto ich podstatná časť je odvodňovaná v údolí Čierneho Váhu pri styku s nadložnou melafýrovou sériou. Len vo východnej časti územia v. od kóty Prostredný vrch vody prúdia v. smerom.



Obr. 5. Režim výdatnosti prameňov karbonátového komplexu série Veľkého Boku v oblasti Liptovskej Tepličky.
Fig. 5. The spring yield regime of the Veľký Bok series carbonate complex in the Liptovská Tepička area.

Stálosť zdrojov puklinovo-krasových vôd, odrážajúca hydrogeologický charakter karbonátov série Veľkého Boku v oblasti Liptovskej Tepličky, je jasná z tab. 3. Stupeň spoľahlivosti prameňov ukazuje celkový rozkyv výdatnosti prameňov. Dosahujú prevažne výborný stupeň spoľahlivosti a iba prameň Veľký a Malý Brunov majú veľmi dobrý až dobrý stupeň spoľahlivosti. Veľmi dobrý až výborný stupeň spoľahlivosti prameňov v jednotlivých rokoch charakterizuje komplex dolomitov ako celok, ktorý dobre vyrovnáva podzemný odtok. Je to spôsobené tým, že v komplexe ide o kombináciu puklinovej a krasovej priepustnosti. Jeho vyrovnávacia schopnosť je v porovnaní s prostredím s rýdzo krasovou priepustnosťou lepšia. Obdobie poklesu výdatnosti prameňov z maxima na minimum, resp. vyprázdňovanie zásob trvá niekoľko mesiacov (obr. 5). Svedčí to o dobrej retenčnej schopnosti dolomitového komplexu. Bližšie sa režimom prameňov zaoberá práca V. Hanzela—S. Gazdu (1971).

Pre zistenie vzájomných vzťahov povrchových a podzemných vôd bola zostavená na základe detailného merania prietokov v hydrologicky ustálenom a suchom období, august—september 1967, mapa vzťahov podzemných a povrchových vôd série Veľkého Boku (príloha 2). Uvedená mapa dokumentuje vzájomné hydrologické vzťahy povrchových tokov a podzemných vôd. Vymedzuje úseky, v ktorých sa vody z povrchových tokov strácajú v dolomitovom komplexe. Z vodohospodárskeho hľadiska je najdôležitejšie dokumentovanie skrytých prestupov podzemných vôd do povrchových tokov. Mapa jednoznačne ukazuje, že povrchové vody privádzané z priľahlých svahov kryštalinika prestupujú do dolomitového komplexu. Prenikajú do neho ponormi na styku kryštalinika a karbonátového komplexu, a to v Ždiarskej doline s. od kóty Andrejcová, v údolí Zatračany ponorom na severnom svahu kóty Prašivek — 1329,0 m, ako aj pozvoľným úbytkom z Čierneho Váhu s. od kóty Prašivek, z potoka Veľký Brunov od kryštalinika až po sútok s Čiernym Váhom a v niekoľkých úsekoch i zo Ždiarskeho potoka. V hydrologickom roku 1967 povrchové toky z kryštalinika privádzali 280,0 až 437,0 l/s vody, z ktorých 80,0—108,0 l/s bolo odvádzaných priamo na styku kryštalinika a série Veľkého Boku do dolomitového komplexu.

Z vodohospodárskeho hľadiska sú najdôležitejšie miesta sústredených skrytých prítokov vody do toku. Takéto miesta sú v údolí Čierneho Váhu v oblasti prameňa Veľký a Malý Brunov s. od hájovne Rovienky, v údolí Ždiarskeho potoka v oblasti hájovne Ždiar, Podopálené, Staníkovo. Najvýznamnejší je úsek Čierneho Váhu od sútoku so Ždiarskym potokom až po výstup zo série Veľkého Boku pri hájovni Váh, kde prestup vôd dosahoval 75,0 až 420,0 l/s a úsek na potoku Teplička od prameniska Teplička po obec Liptovská Teplička s prestupom 64,0 až 119,0 l/s. Do Ždiarskeho potoka prestupuje asi 63,0—79,0 l/s podzemných vôd. V ostatných tokoch, ktoré sa však nepatrne podieľajú na odvodňovaní série Veľkého Boku, neboli zistené straty a prestupy vôd. Podstatná časť vôd dolomitového komplexu gravituje v oblasti Liptovskej Tepličky do údolia Čierneho Váhu, ktorý je tu najhlbšie zarezaný do dolomitového komplexu, takže tvorí eróznu bázu územia.

Podzemné vody série Veľkého Boku chemicky patria ku kalcium-magnézium-bikarbonátovému typu s mineralizáciou 0,1—0,5 g/l (S. Gazda in V. Hanzel 1973).

Puklinovo-krasové vody chočského príkrovu

Najvýznačnejšími kolektormi podzemných vôd chočského príkrovu sú karbonáty čiernovážskej a bielovážskej série.

Zložitá vnútorná stavba zvodneného súvrstvia karbonátov chočského príkrovu s mnohými vrásami a zlomovými poruchami sa prejavuje vo veľmi častom a komplikovanom striedaní vápencov, dolomitov s nepriepustnými lunzskými vrstvami a s horninami melafýrovej série. V dôsledku toho sú karbonátové komplexy roztrieštené na päť samostatných oblastí s vlastným režimom podzemných vôd a možnosti vytvárania výdatných prameňov sú obmedzené.

I. Hydrogeologicky samostatnú oblasť — lučivniansky karbonátový komplex tvoria strednotriasové a vrchnotriasové dolomity, zriedkavejšie gutensteinské a reiflinské vápence čiernovážskej a bielovážskej série medzi Spišskou Teplicou, Svitom, Lučivnou a Štrbou. Pre nepatrný výskyt lunzských vrstiev nie je možné zistiť hranicu medzi strednotriasovými a vrchnotriasovými dolomitmi. Karbonáty sú porušené zlomami sz.—jv. smeru a smerom na S a na V sa ponárajú pod flyšovú výplň Popradskej kotliny.

Silne tektonicky porušené karbonáty o celkovej ploche 26,4 km² tvoria vhodné prostredie pre infiltráciu atmosferických zrážok a pre cirkuláciu podzemných vôd. Infiltračná oblasť je zväčšená ešte o priliehajúce bazálne paleogénne zlepence v. od Štrby (6,6 km²), resp. o glacifluviálne sedimenty medzi Mengušovcami a Svitom.

Podzemné vody komplexu využívajú jeho prirodzený sklon v smere pod Popradskú kotlinu, a preto sú v podstatnom množstve koncentrované v bariérových prameňoch medzi Svitom a Spišskou Teplicou. V tejto časti je relatívne najnižšie miesto karbonátového komplexu (706—715 m). Nepriepustnú bariéru podzemným vodám tvorí flyšové súvrstvie paleogénu. Najväčšiu výdatnosť dosahuje prameň „Nové okno" cca 800,0 m jz. od Spišskej Teplice. Prameň je využívaný ako zdroj pre podtatranský skupinový vodovod. Vyviera z triasových dolomitov bielovážskej série na styku s flyšoidným súvrstvím paleogénu, ktoré tvoria podzemným vodám nepriepustnú bariéru. Tento bariérový prameň odvádza podstatnú časť podzemných vôd tejto štruktúry. V rokoch 1968—1972 jeho výdatnosť kolísala od 141,8 do 185,1 l/s a teplota vody od 10,0 do 10,3 °C (tab. 7). Menšia nevyužívaná časť podzemných vôd vyviera v rozptýlených prameňoch priamo z dolomitov, ktoré sú silne tektonicky porušené a rozpadajú sa až na dolomitický piesok. Vyvierajúca voda podmienila na styku s nadložným flyšovým súvrstvím paleogénu vznik rozsiahleho rašeliniska, ktoré sa tiahne od rieky Poprad pri Svite až po obec Spišská Teplica. Ich výdatnosť bola podľa nepravidelného merania v období výskumu od 15,0 do 30,0 l/s. Z karbonátového komplexu vyviera ešte niekoľko malých prameňov s výdatnosťou 1,0—3,0 l/s. Časť vôd z komplexu je odvádzaná okrem prameňov i priamym prestupom podzemných vôd do rieky Poprad, ktorá priečne prerezáva dolomity hodnotenej oblasti (príloha 2).

II. Druhú oblasť — karbonátový komplex Čierneho Váhu tvorí pruh triasových dolomitov, zriedkavejšie guttensteinských vápencov čiernovážskej série, ktorý sa tiahne v údolí Čierneho Váhu od Vyšnej Šuňavy na východe po údolie Ipoltice na západe. Dolomity sú silne popukané a v oblasti kóty Brada i čiastočne skrasovatené. Komplex týchto karbonátových hornín je zavrásnený uprostred nepriepustného súvrstvia permu a verfénu. Geologické

Tabuľka 7

Výdatnosti sústavne pozorovaných prameňov chočského príkrovu

Prameň	Výdatnosť l/s	Hydrologické roky				
		1968	1969	1970	1971	1972
Nové okno	Q max.	185,10	185,10	185,10	168,68	154,0
	Q min.	166,00	178,90	154,0	154,0	141,8
	Q max./Q min.	1,11	1,03	1,20	1,09	1,08
Nižný Chmelienec — horný	Q max.	78,50	67,60	91,2	101,0	pozorovanie prerušené
	Q min.	8,07	2,70	33,7	3,87	
	Q max./Q min.	9,72	25,03	2,71	26,09	
Nižný Chmelienec — dolný	Q max.	74,00	38,80	98,4	120,0	pozorovanie prerušené
	Q min.	5,08	0,99	20,6	0,33	
	Q max./Q min.	14,56	41,72	4,78	363,63	
Mních	Q max.	6,20	5,20		11,7	8,06
	Q min.	5,10	4,70	—	5,14	4,61
	Q max./Q min.	1,21	1,10		2,27	1,74
Brtkovica	Q max.	5,50	5,00	5,0	5,20	3,20
	Q min.	3,30	2,00	2,0	3,3	1,20
	Q max./Q min.	1,51	2,50	2,5	1,57	2,66
Pod Zapačom	Q max.	28,90	33,60	33,6	30,7	39,0
	Q min.	24,70	25,00	24,5	25,5	18,0
	Q max./Q min.	1,17	1,35	1,38	1,20	2,16
Pod Bielym	Q max.	16,00	15,20	14,0	12,0	18,7
	Q min.	10,50	11,20	10,0	10,0	7,6
	Q max./Q min.	1,52	1,35	1,4	1,2	2,46
Stanišovo — — horný	Q max.	8,00	7,60	7,27*	17,3	11,7
	Q min.	2,50	1,30	4,34	3,35	0,77
	Q max./Q min.	3,20	5,84	1,67	5,16	15,18
Stanišovo — — dolný	Q max.	19,00	8,20	21,9*	12,7	29,8
	Q min.	0,00	0,00	1,02	0,00	0,62
	Q max./Q min.	—	—	21,4	—	48,06
Škopovo	Q max.	52,20	53,60	85,0*	56,0	52,9
	Q min.	3,15	0,00	22,0	16,5	25,2
	Q max./Q min.	16,57	—	3,90	3,39	2,09
Záv. Poruba — horný	Q max.	10,40	3,35	3,35	5,00	3,30
	Q min.	0,52	0,66	1,00	0,80	0,72
	Q max./Q min.	20,00	5,00	3,35	6,25	4,58
Záv. Poruba — dolný	Q max.	7,62	2,94	2,94	2,60	7,50
	Q min.	0,72	0,72	1,03	0,37	0,18
	Q max./Q min.	10,50	4,08	2,86	7,02	41,66

* neúplný hydrologický rok

podmienky spôsobili, že v štruktúre je plytká cirkulácia puklinovo-krasových vôd s generálnym smerom prúdenia podľa osi tektonickej štruktúry. Všetky vody vystupujú v prameňoch, alebo v podobe skrytých výverov do povrchových tokov. Komplex je odvodňovaný vrstevnými prameňmi na styku s podložnými bridlicami a pieskovcami melafýrovej série. Najvýznačnejšie pramene v údolí Čierneho Váhu sú pri hájovni Biely Potok (jz od Vyšnej Šuňavy), prameň pri vyústení doliny Hlboká do Čierneho Váhu a prameň pri hájovni Brezová. Ich výdatnosť sa pohybuje od 1,0 l/s do 17,0 l/s. Z ďalších prameňov väčšiu výdatnosť dosahujú erózne pramene v údolí jz. od Vyšnej Šuňavy a v doline Hlboká (od 3,0 do 13,5 l/s). Ostatné pramene vyvierajúce z karbonátov majú výdatnosť pod 1,0 l/s.

Celý komplex karbonátov tohto pruhu zaberá plochu 10,0 km² pričom infiltračná plocha je zväčšená v okolí Vyšnej Šuňavy o 8,0 km² priliehajúcich bazálnych karbonatických zlepencov a brekcií. Vzhľadom na uvedenú plochu je počet prameňov malý a ich výdatnosť je nízka. Komplex je však v oblasti Benkova naprieč prerezaný Čiernym Váhom a pri osade Čierny Váh potokom Ipoltica. Ako ukázali výsledky hydrometrických prác, pôsobia ako drén karbonátového komplexu. Zaznamenané boli i skryté prítoky do potoka jz. od Šuňavy, kde sa pohybovali od 22,0 do 24,5 l/s.

III. Ďalšiu oblasť — važecko-svarínsky komplex karbonátov tvoria vápence a dolomity čiernovážskej a bielovážskej série medzi Čiernym a Bielym Váhom, ktoré sa tiahnu zo SV z okolia Važca na JZ až po osadu Svarín. Vzhľadom na to, že ďalej na Z sú karbonáty enormne redukované a medzi Svarínom a kótou Milkovo sv. od obce Malužiná tvoria iba úzku šiju, ktorá neumožňuje významnejšiu hydrogeologickú spojitosť tejto oblasti s karbonátmi pokračujúcimi ďalej na Z až po Ilanovskú dolinu, hodnotíme obe tieto oblasti ako hydrogeologicky samostatné.

Severný, plošne väčší (24,1 km²) pruh triasových dolomitov, sčasti gutensteinských vápencov a šošoviek jurských vápencov čiernovážskej série je na severe v tektonickom styku s karbonátmi bielovážskej série, s ktorými je vo vzájomnej hydrologickej súvislosti. Z pomerne veľkej plochy triasových dolomitov zväčšenej o 0,6 km² paleogénnych zlepencov a vápencov vyvierajú iba dva veľké erózne pramene v Nižnom Chmelienci, ktoré sú čiastočne dotované i vodou z jurských vápencov. Ich vznik je podmienený eróznym narezaním dolomitov a jurských vápencov riekou Čierny Váh. Os tejto tektonickej štruktúry je uklonená zo SV na JZ, t. j. k prameňom. Ich infiltračnou oblasťou sú j. svahy kóty Vyšných Sokolov a Hoškovej. Ako dokumentuje prieskumná štôla pre PVE Čierny Váh, cirkulácia vôd je tam ovplyvnená nepriepustnou ílovitou polohou (asi tektonického pôvodu) uprostred dolomitov. Vstupná časť štôly (jv. časť), ktorá je asi 3,0 m nad úrovňou Čierneho Váhu, je prakticky suchá a druhá časť za ílovitou polohou (sz. časť) má niekoľko rozptýlených výverov, zo štôly však vyteká iba asi 3,0 l/s podzemných vôd a väčšia časť je zrejme odvádzaná k prameňom. Výdatnosť horného prameňa v rokoch 1968—1972 kolísala od 2,7 do 101,0 l/s, dolného od 0,3 do 120,0 l/s. Údaje majú však orientačný charakter, pretože merné objekty nie sú správne vybudované. Merania (M. Banský 1973) v novom objekte dokumentovali v období od augusta 1972 do júla 1973 sumárnu výdatnosť od 15,0 do 242,0 l/s. Teplota vody je 4,9 až 7,2 °C. Časť puklinovo-krasových vôd bola zachytená v údolí Čierneho Váhu prieskumnými vrtmi s artézskym prietokom. Ďalšie pramene vyvierajú na

obvode dolomitového komplexu na styku s podložnou melafýrovou sériou. Sú to pramene na svahoch kóty Pálenica — 1369,8 m, v údolí na južnom svahu kóty Hošková — 1162,2 m, na jz. svahu kóty Slamená — 1105,8 m a v údolí Vyšný Chmelienec. Ich výdatnosť sa pohybuje od 1,0 do 8,0 l/s. Ostatné pramene sú menšie (pod 1,0 l/s). Ojedinele vyvierajú pramene zo šošoviek jurských vápencov.

Opisovaný komplex karbonátov je odvodňovaný aj prestupom podzemných vôd do Čierneho Váhu. Rieka ho prerezáva v oblasti Nižného Chmelienca v nadmorskej výške 708,0 m, čo je vlastne najnižšia časť územia. Ovplyvňuje takto prúdenie podzemných vôd v smere osi štruktúry. Podľa výsledkov hydrometrovania skryté prestupy podzemných vôd do Čierneho Váhu v septembri 1965 boli 230,0 l/s. Časť týchto vôd bola zachytená hydrogeologickým vrtom v údolnej nive Čierneho Váhu cca 100,0 m od prameňov Nižný Chmelienec. V tomto vrte hlbokom 7,0 m bolo pri znížení o 1,0 m v decembri 1970 čerpané 31,2 l/s podzemných vôd, ktoré mali podobný chemizmus, ako majú vody v prameňoch Nižný Chmelienec (A. Gíret 1969, M. Banský 1971).

Severovýchodná časť oblasti, v ktorej sa nachádzajú skrasovatené gutensteinské vápence, tvorí spolu s vápencami stredného triasu bielovážskej série tzv. Važecký kras. Odvodňovaná je však do povodia Bieleho Váhu. Vyplýva to z geologickej stavby, lebo v oblasti sz.-od kóty Slamená — 1105,8 m sa objavujú uprostred dolomitov hydrogeologicky nepriepustné lunzské vrstvy, ktoré upravujú smer prúdenia podzemných vôd od ponoru Prepadlé, jv. od Važca do povodia Bieleho Váhu, čo dokumentujú i indikačné skúšky s HCL.

Na severe sa s dolomitmi čiernovážskej série stýkajú gutensteinské vápence, dolomity a reiflinské vápence bielovážskej série stredného triasu a bázálne paleogénne vápence a zlepence. Severným smerom upadajúci komplex karbonátov je intenzívne zvrásnený a na svojom sz. obvode je prikrytý nepriepustným súvrstvím lunzských pieskovcov a bridlíc, ktoré ho oddeľujú od vrchnotriasových dolomitov. Tento komplex strednotriasových vápencov a dolomitov je odvodňovaný sústredenými prameňmi prevažne na styku s nadložnými lunzskými vrstvami, resp. flyšovým súvrstvím paleogénu, vo forme bariérových prameňov. Z nich si pozornosť zasluhuje prameň Važec — Teplica, vyvierajúci na ľavom brehu Bieleho Váhu asi 50,0 m pred Važeckou jaskyňou. Prameň vyviera z gutensteinských vápencov a bazálnych zlepencov a vápencov paleogénu na styku s flyšovým súvrstvím. Styk je zakrytý štrkovými náplavmi Bieleho Váhu, do ktorých voda vyviera.

Infiltračnou oblasťou prameňa je krasová planina Krieslo, pokrytá závrtmi nad Važeckou jaskyňou, ktorá je vytvorená z gutensteinských vápencov, dolomitov, čiastočne i z bazálnych karbonatických zlepencov. Indikačné skúšky s fluoresceinom a soľou v ponore Prepadlé, ktorý leží na styku flyšoidného paleogénu a bazálnych zlepencov, vápencov paleogénu a strednotriasových vápencov, ukázali kontinuitu týchto vôd s vodami vyvieračky Važec — Teplica pred Važeckou jaskyňou (A. Droppa 1962). Indikátor sa objavil vo vyvieračke po 14 hodinách od začatia indikačnej skúšky (júl 1961). Keďže ponárajúce sa vody predstavujú len asi 7,0 až 50,0 % z celkového množstva vyvierajúcich vôd vo vyvieračke pred jaskyňou, možno jednoznačne konštatovať, že podstatná časť podzemných vôd pochádza zo strednotriasových karbonátov nad jaskyňou, ktoré inklinujú do povodia Bieleho Váhu. Výdatnosť prameňa sa podľa nesústavného merania v období výskumu pohybovala od 23,5

do 90,0 l/s a teplota vody od 4,5 do 7,3 °C. Menšia časť týchto vôd vyviera v prameni v údolnej nive Bieleho Váhu z. od Važca a jeho výdatnosť je približne 5,0 l/s.

Ďalší významný prameň Východná sa nachádza na ľavom brehu Bieleho Váhu, asi 1,3 km sv. od železničnej stanice Východná. Výstup vody je podmienený jednak narezaním triasových vápencov a dolomitov Bielym Váhom, jednak stykom s mladším súvrstvím lunzu, ktoré tvorí podzemným vodám bariéru. Infiltračnou oblasťou prameňa sú strednotriasové vápence a dolomity j. a jv. od prameňa, budujúce kótu Brezová, a vzhľadom na jeho veľkú výdatnosť i krasová planina Mury jz. od Važca, ktorá má priaznivý úklon vrstiev smerom na sever.

Podľa výsledkov nesústavného pozorovania prameňa jeho výdatnosť sa pohybuje od 76,0 do 94,0 l/s a teplota vody 9,0—9,3 °C.

Opisované karbonáty sú odvodňované i priamym prestupom puklinovo-krasových vôd do Bieleho Váhu z. od Važca a j. od Východnej. Hydrogeologickým vrtom HK-6 situovaným j. od Východnej, ktorým boli prevŕtané silne porušené dolomity stredného triasu bielovážskej série, sa však nepodarilo zachytiť prestupujúce podzemné vody z karbonátov do Bieleho Váhu. V hĺbke 75,8—76,7 m bola zasiahnutá otvorená porucha, ktorou bolo do vrtu prinášané veľké množstvo strednozrnných pieskov z náplavov Bieleho Váhu. Údaje o čerpaných množstvách v tabuľke 5 majú preto iba orientačný charakter.

Naopak v súteske Čierneho Váhu v. od Svarína boli opakovaným hydrometrovaním zistené veľké straty vody z Čierneho Váhu do podzemných krasových priestorov. Zistené boli aj úbytky vody z potoka Svarínka, ktoré sa pohybovali od 14,5 do 60,0 l/s.

IV. Hydrogeologicky významnú a plošne najväčšiu oblasť — karbonátový komplex Jánskej doliny — tvoria vápence a dolomity stredného triasu bielovážskej série, ktoré sa tiahnu od Ilanovskej doliny až po údolie potoka Boca. Z hľadiska zvodnenia sú najvýznamnejšie gutensteinské vápence, ktoré sú v oblasti Jánskej doliny silne skrasovatené. Spolu s čiastočne skrasovatenými a silne tektonicky porušenými reiflinskými vápencami a dolomitmi tvoria jeden hydrogeologický celok. Infiltračná oblasť karbonátov je zväčšená o priklonené svahy kryštalinika ďumbierskeho masívu, z ktorých povrchové toky privádzajú vody prestupujúce do karbonátového komplexu v ponoroch jednak na styku s karbonátmi a jednak vnútri karbonátového komplexu. Na juhu sa karbonátový komplex stýka s hydrogeologicky nepriepustnou melafýrovou sériou a s relatívne málo zvodnenými horninami kryštalinika. Komplex karbonátov so sklonom na sever je intenzívne zvrásnený a na svojom s. obvode sa stýka s hydrogeologicky nepriepustnými lunzskými vrstvami, ktoré ho oddeľujú od vrchnotriasových vápencov a dolomitov. Od Jánskej doliny ďalej na Z vápence a dolomity bielovážskej série ležia nad dolomitmi, resp. neokomskými vápencami ilanovskej série.

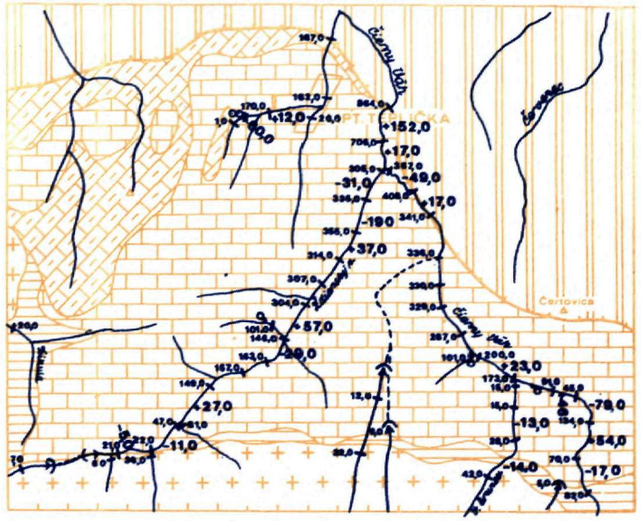
Komplex strednotriasových vápencov a dolomitov bielovážskej série je odvodňovaný sústredenými prameňmi prevažne na styku s nepriepustnými lunzskými vrstvami vo forme bariérových prameňov. Patria sem pramene j. od Závažnej Poruby s výdatnosťou od 0,5 do 16,0 l/s, ďalej zachytené pramene j. od Liptovskej Porúbky s výdatnosťou od 2,0 do 6,7 l/s.

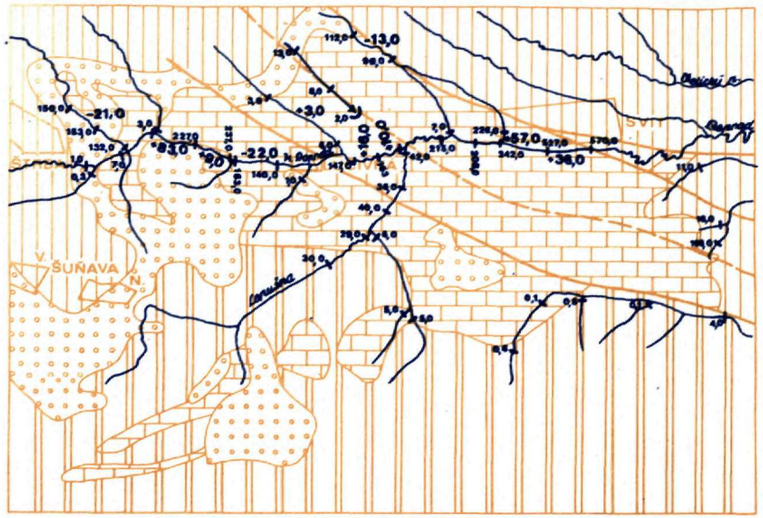
Ďalšia časť puklinovo-krasových vôd je odvodňovaná eróznymi, puklinovými, vrstevnými a bariérovými prameňmi vnútri karbonátového komplexu.

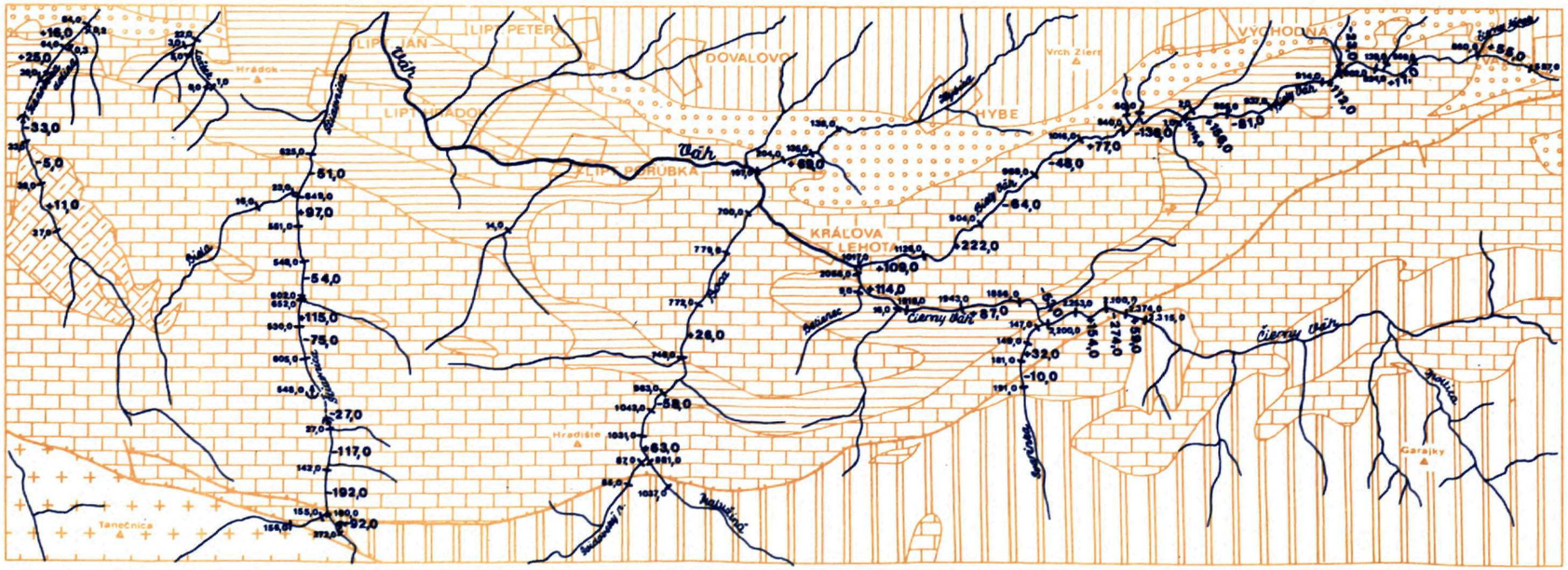
MAPA VŤAHU PODZEMNÝCH A POVRCHOVÝCH VÔD V KRASOVÝCH OBLASTIACH SEVEROVÝCHODNEJ ČASTI NÍZKYCH TATIER

(STAV 21.8.1967 – 26.10.1967)

ZOSTAVIL: V. HANZEL, 1973





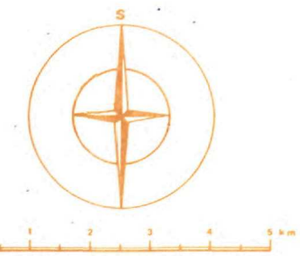


PRÍLOHA č. 2

(K článku V. Hanzela: Podzemné vody chočského príkrovu a série V. Boku na SV svahoch N. Tatier).

VYSVETLIVKY

- 120,0 — merný profil s prietokom vody v l/s
- vyvieračka, prameň
- ponor
- povrchový tok stály, občasný
- +25,0 — úsek skrytého prítoku vody do toku v l/s
- −22,0 — úsek strát vody z toku v l/s
- kryštalinikum
- melafýrová séria
- vápence a dolomity mezozoika vcelku
- pieskovce, bridlice, kremence mezozoika
- sliene a slienité vápence neokómu
- pieskovce, bridlice, zlepence paleogénu



Kartograf: J. KIŠ

Tlač: GÚDŠ 6/2-1975

Najviac týchto prameňov vyviera v Jánskej doline. Koncentrované sú j. od Stanišovskej doliny, menšia skupina prameňov je pri ústí potoka Biela do Jánskej doliny a v údolí potoka Boca. Ich výdatnosť sa pohybuje od 1,0 do 53,6 l/s. Do tejto skupiny možno zahrnúť i veľký vaucluský prameň Hlboké v Jánskej doline s výdatnosťou od 548,4 do 1181,3 l/s, ktorý predstavuje výstup ponorných vôd potoka Štiavnica. Ich spojitosť s vodami, ktoré sa strácajú v ponore pri hájovni Pred Bystrou, bola dokázaná fluoresceinom. Trojkilometrový podzemný úsek pretiekla voda za 9 hodín (P. Jezný 1959).

Samostatnú skupinu tvoria bariérové pramene vyvierajúce z pruhu strednotriasových dolomitov a reiflinských vápencov o ploche 4,3 km² medzi Liptovským Jánom a Liptovskou Porúbkou, na styku s nadložnými lunzskými vrstvami. Ich veľká výdatnosť, zvýšená teplota vody a charakter chemizmu dokumentujú, že infiltračné oblasti sú v strednotriasových vápencoch a dolomitoch južne od Liptovskej Porúbky medzi Jánskou dolinou a potokom Boca, čo indikuje i hydrogeologický vrt HK-5 pri Liptovskej Porúbke. Je to jednak skupina prameňov východne od Liptovskej Porúbky a jednak skupina prameňov na j. okraji Liptovského Hrádku,ktoré sú už sčasti zachytené. Výdatnosť jednotlivých prameňov sa pohybuje od 12,4 do 39,0 l/s, čo sumárne predstavuje asi 100,0 l/s (tab. 7).

K najvýznamnejším prameništiam v tejto oblasti patrí prameniště Liptovská Porúbka, ktorá sa nachádza 1,0 km v. od obce Liptovská Porúbka na ľavom brehu Váhu. Tvoria ho dva veľké a tri malé pramene s výdatnosťou pod 3,0 l/s.

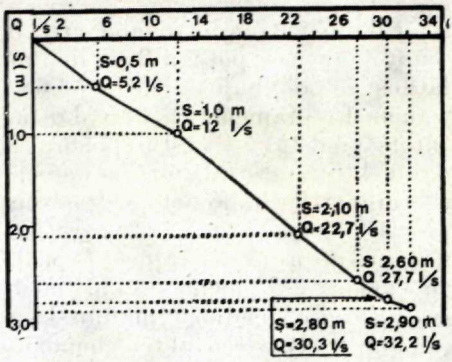
Voda vyviera z popukaných a čiastočne skrasovatených reiflinských vápencov na styku s nadložnými lunzskými vrstvami, ktoré tvoria podzemným vodám nepriepustnú bariéru. Asi 130,0 m j. od pramenišťa bol vyvŕtaný hydrogeologický vrt HK-5 (nm. v. 664,05), ktorým bol zistený tento geologický profil:

0,0—5,0 úlomky a valúny karbonátov s hlinou — riečna terasa Váhu
— 97,0 sivé vápence s rohovcami striedajúce sa s dolomitmi — stredný trias
— 99,8 vrtná drť — porucha
— 100,8 sivé dolomitické vápence — stredný trias

Na vrte bola urobená 21-dňová čerpacia skúška (obr. 6). Hladina vody bola 16,80 m a pri maximálnom znížení od ustálenej hladiny 2,90 m sa čerpalo 32,2 l/s; pritom výdatnosť horného prameňa poklesla z 20,3 l/s pri začatí čerpacej skúšky na 13,2 l/s a dolného z 27,1 l/s na 18,1 l/s, čo sumárne predstavuje pokles o 16,1 l/s. Pritom sumárna výdatnosť prameňov bola pri ukončení čerpacích skúšok 31,3 l/s. Dosiahnutá výdatnosť vrtu nepredstavuje jeho maximum. Vzhľadom na tieto skutočnosti možno predpokladať, že z vrtu možno čerpať 60,0—80,0 l/s. Karotážnymi metódami bolo zistené, že horninové prostredie je porušené a v hĺbke 29,0 m je silný prítok vody. Hlbšie miesta prítokov pre veľkú výdatnosť nebolo možné určiť.

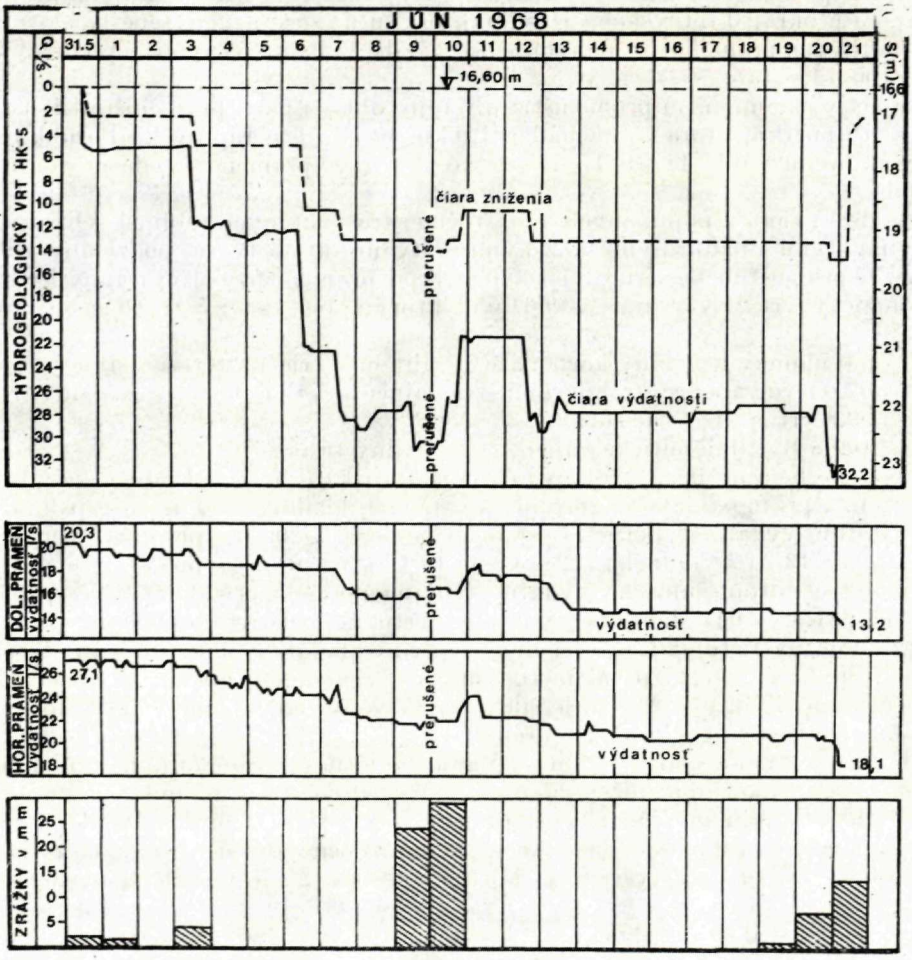
Keďže vrt sa nachádza 150 m od Váhu na riečnej terase (24 m nad hladinou Váhu), bol pri každom znížení hladiny vody sledovaný chemizmus vôd vo vrte, vo Váhu a v prameni. Medzitým bol sledovaný obsah iónov Ca^{+2} a Mg^{+2}, t. j. komponentov, ktoré sa obsahom v jednotlivých zdrojoch silne odlišovali. Obsah iónov sa počas čerpacej skúšky pohyboval v intervaloch uvedených v tab. 8.

Výsledky sledovania chemizmu dokumentujú, že počas čerpacej skúšky pod-



Obr. 6. Čerpacia skúška a čiara výdatnosti z hydrogeologického vrtu HK-5 (Liptovská Porúbka).

Fig. 6. Pumping test and yield curve from the hydrogeological borehole HK-5 (Liptovská Porúbka).



Tabuľka 8

Zdroj	Ca^{+2} — mg/l	Mg^{+2} — mg/l	celková mineralizácia mg/l
vrt HK-5	78,1—80,1	26,7—29,1	486,7—498,6
horný prameň	78,1—88,1	26,7—29,7	482,1—491,0
Váh	32,0—34,0	8,5—10,9	196,8—204,8

zemné vody vrtu neboli ovplyvnené povrchovými vodami Váhu. Znamená to, že podzemné vody sú dostatočne izolované od povrchových vôd lunzskými vrstvami.

Na prameňoch boli vybudované prepady, ktoré počas rokov 1968—1969 pozorovali pracovníci GÚDŠ. Výdatnosť horného prameňa sa pohybovala od 12,4 do 41,0 l/s a dolného od 21,0 do 30,0 l/s pri teplote vody od 9,1 do 10,1 °C.

Druhú skupinu prameňov z uvedeného pruhu tvorí prameniště Pod Zapačom na ľavom brehu Váhu pri Liptovskom Hrádku. Prameniště tvoria v podstate 3 menšie (s výdatnosťou do 2,0 l/s) a jeden veľký prameň, ktorý bol zachytený v roku 1967. Má taký istý charakter ako pramene pri Liptovskej Porúbke, vyvierajúce z reiflinských vápencov a strednotriasových dolomitov na styku s nadložnými lunzskými vrstvami. Prameň od 1. 10. 1959 systematicky pozoruje HMÚ. Jeho výdatnosť sa pohybovala od 18,0 do 46,0 l/s pri teplote vody 10,4—11,5 °C.

Výdatnosť prameňov Liptovská Porúbka a Pod Zapačom, ich teplota vody, mineralizácia, ako aj malá plocha karbonátov dokumentujú, že pruh vápencov a dolomitov medzi Jánskou dolinou a Liptovskou Porúbkou nemôže byť infiltračnou oblasťou prameňov. Ich infiltračnú oblasť tvoria strednotriasové vápence a dolomity j. od prameňov medzi Jánskou dolinou a údolím potoka Boce. Cirkulujúcim podzemným vodám sa stavia do cesty nepriepustná bariéra lunzských bridlíc a pieskovcov. Celkove sa karbonáty zvažujú na sever, čo usmerňuje cirkuláciu podzemných vôd.

Posledná skupina významnejších prameňov sa nachádza v Jánskej doline. Z nich si pozornosť zasluhuje prameniště vzdialené asi 1,3 km j. od Štanišovej doliny.

Sú to v podstate dva pramene na ľavej strane údolia Jánskej doliny, vyvierajúce z gutensteinských vápencov na styku so strednotriasovými dolomitmi, ktoré boli prerezané potokom Štiavnica. Pri vyšších vodných stavoch voda vyviera i v prameni Škopovo, ktorý je v bočnej dolinke, asi 100 m s od uvedeného prameniša a 7,0 m nad údolím potoka s podobnou geologickou pozíciou, pričom jeho maximálna zistená výdatnosť bola 53,61 l/s. Pri minimálnych stavoch však vysychá. Výdatnosť týchto nesústavne pozorovaných prameňov sa pohybovala sumárne od 28,0 do 45,0 l/s. Ich infiltračnú oblasť tvoria gutensteinské vápence a strednotriasové dolomity priľahlých svahov kóty Na zadný — 1478,5 a Škopovo — 1208,0.

Ostatné väčšie pramene odvodňujúce karbonátový komplex bielovážskej série, ako napr. prameň Pod Biely, Brtkovica, Závažná Poruba sú vodohospodársky využívané a hydrogeologicky sú podobné opísaným prameňom.

Komplex karbonátov je odvodňovaný aj prestupom podzemných vôd do potoka Štiavnica v Jánskej doline a do potoka Boca (príloha 2).

Najviac prameňov a najväčšie prestupy vôd do povrchového toku sú v Jánskej doline, ktorá leží na významnej tektonickej poruche smeru S—J a je silne skrasovatená. Oproti susednej Ilanovskej a Demänovskej doline je hlbšie zarezaná. V podstatnej časti Ilanovskej doliny vystupuje mohutná masa nepriepustných slienitých vápencov neokomu ilanovskej série (krížňanský príkrov). V podobe tektonických okien ich nájdeme i na s. svahu Poludnice a v hornej časti údolia potoka Biela v Jánskej doline. Neokomské súvrstvie slúži ako usmerňovateľ cirkulácie podzemných vôd bielovážskej série s úklonom vrstiev na sever a na východ v smere Jánskej doliny. Tým možno vysvetliť, prečo sú pramene sústredené v Jánskej doline, ktorá tvorí vlastne eróznu bázu pre podzemné vody karbonátov bielovážskej série tejto oblasti.

Ďalšiu časť podzemných vôd bielovážskej série odvádzajú skrasovatené a popukané karbonáty ponárajúce sa pod paleogénnu výplň Liptovskej kotliny. Podieľajú sa tu na tvorbe termálnych vôd.

V. oblasť — karbonátový komplex Kráľovej Lehoty

o ploche 38,5 km² tvoria vrchnotriasové dolomity, zriedkavejšie dachsteinské vápence bielovážskej série v širšom okolí Kráľovej Lehoty. Ich podložie tvorí hydrogeologicky nepriepustné súvrstvie lunzských pieskovcov a bridlíc, ktoré je rozložené po celom j. obvode dolomitov. Na severe sa ponárajú pod paleogénnu výplň Liptovskej kotliny. Silne popukané dolomity a južne od Hýb čiastočne skrasovatené dachsteinské vápence podmieňujú hlavne puklinovú priepustnosť a lokálne krasovú priepustnosť. Odvodňované sú vrstevnými prameňmi na styku s podložnými lunzskými vrstvami j. od Kráľovej Lehoty s výdatnosťou od 4,0 do 15,0 l/s, niekoľkými menšími eróznymi prameňmi v údolí Bieleho Váhu s výdatnosťou pod 3,5 l/s a zachyteným bariérovým prameňom v údolí potoka Hybica s výdatnosťou asi 10,0 l/s. Pozornosť si zasluhuje prameň Mních v údolí potoka Boca, jz. od Kráľovej Lehoty. Vyviera z vrchnotriasových dolomitov na styku s lunzskými vrstvami ako vrstevný prameň. Jeho infiltračnou oblasťou je priľahlý svah kóty Mních budovaný dolomitmi vrchného triasu. Prameň sústavne pozoruje HMÚ a jeho výdatnosť sa pohybuje od 4,6 do 11,7 l/s (tab. 7).

V neposlednom rade časť podzemných vôd prestupuje z komplexu vo forme skrytých prítokov do potoka Boca od Michalova po Kráľovú Lehotu, do potoka Hybica, jz. od Hýb, do Čierneho Váhu od Svarína po sútok s Bielym Váhom a do Bieleho Váhu od Čiernej doliny po sútok s Čiernym Váhom (príloha 2).

Zvodnenie hornín bielovážskej série bolo overené čerpacou skúškou na hydrogeologickom vrte HK-5. Prehľad výsledkov z čerpacích skúšok je uvedený v tabuľke 5. Týmto vrtom boli odskúšané reiflinské vápence striedajúce sa s dolomitmi. Ako vidieť z tabuľky 5 špecifická výdatnosť vrtu i číslo špecifického zvodnenia je veľmi vysoké.

Charakter stálosti zdrojov puklinovo-krasových vôd bielovážskej a čiernovážskej série vo vymedzených oblastiach, odrážajúci ich hydrogeologický charakter, je zreteľný z tabuľky 7. Podľa rozdielov v stupni spoľahlivosti jednotlivých prameňov si môžeme urobiť určitý obraz o priepustnosti karbonátov v jednotlivých komplexoch.

Z tabuľky rozkyvu výdatnosti prameňov vidno, že prevažujú pramene s málo kolísavou výdatnosťou. Ide o také pramene, v ktorých sú podzemné

vody viazané na popukané dolomitické komplexy dobre vyrovnávajúce podzemný odtok s dobrou retenčnou schopnosťou. Na kolísanie výdatností má okrem hydrogeologických vlastností horninového prostredia veľký vplyv charakter cirkulácie. Dokumentuje to veľmi malý rozkyv výdatností bariérových prameňov v Spišskej Teplici (Nové okno), v Liptovskej Porúbke, Pod Zapačom, vo Východnej so vzdialenými infiltračnými oblasťami a s hlbšou cirkuláciou podzemných vôd. Naproti tomu pramene erózne, puklinové, vrstevné s blízkymi infiltračnými oblasťami, s plytkou cirkuláciou a tiež pramene s cirkuláciou viazanou prevažne na skrasovatené strednotriasové vápence, majú zväčša značne kolísavú výdatnosť (Stanišovo, Závažná Poruba, Nižný Chmelienec a iné) a niektoré dokonca vyschýnajú (Stanišovo, Škopovo). Režim prameňov chočského príkrovu bol podrobne zhodnotený v práci V. Hanzela — S. Gazdu (1971).

V čiernovážskej sérii je obvykle smer prúdenia podzemných vôd SV—JZ, t. j. v smere osi pruhov karbonátových komplexov. V bielovážskej sérii prevláda smer prúdenia na sever, t. j. v smere generálneho sklonu vrstiev, čím je vlastne umožnené aby vody mohli prúdiť pod paleogénnu výplň priľahlých kotlín. Tu sa pravdepodobne opäť mení priečny smre prúdenia na pozdĺžny v smere osi veľkých popaleogénnych synklinál.

V jednotlivých karbonátových komplexoch v chočskom príkrove jestvujú vzájomné vzťahy medzi povrchovými tokmi, ktoré cez ne pretekajú, a podzemnými vodami. Pre hydrogeologicky ustálené obdobie (v bezzrážkovom období, keď povrchový odtok bol prakticky nulový) bola zostavená na základe detailných hydrometrovacích prác mapa vzťahu povrchových a podzemných vôd (príloha 2), ktorá dostatočne dokumentuje vzájomné vzťahy. Mapa znázorňuje úseky strát povrchových vôd z tokov do priľahlých horninových komplexov a miesta skrytých prestupov podzemných vôd do tokov.

V lučivnianskom karbonátovom komplexe bolo na základe hodnotenia prietokov a ich zmien zistené, že sa prietok Malého Popradu z. a v. od obce Lučivná zvýšil. Spôsobilo to drénovanie zrejme nielen podzemných vôd karbonátov, ale i časti podzemných vôd z glacifluviálnych sedimentov predpolia Vysokých Tatier, ktoré sa miestami bezprostredne stýkajú s triasovými karbonátmi. Podobne boli zistené prítoky podzemných vôd do rieky Poprad pri Svite, kde rieka narezáva dolomitový komplex. Sumárne do tokov prestupuje asi 40,0—80,0 l/s podzemných vôd.

V oblasti bielovážskej a čiernovážskej série medzi Važcom a Ilanovskou dolinou vzájomné vzťahy povrchových a podzemných vôd, znázornené na prílohe 2, dokumentujú striedanie miest skrytých prítokov podzemných vôd do tokov s úsekmi strát podzemných vôd do karbonátového komplexu, čo je typický jav v krasovom území.

Z vodohospodárskeho hľadiska sú významné miesta sústredených skrytých prítokov podzemných vôd v údolí Bieleho Váhu z. od Važca, j. od Východnej a pri sútoku s Čiernym Váhom, na potoku Hybica jz. od Hýb, v údolí Čierneho Váhu medzi Svarínom a Kráľovou Lehotou a v Jánskej doline do potoka Štiavnica.

Z hydrogeologického hľadiska je zaujímavé, že podstatne väčšie množstvo podzemných vôd prestupuje skryte do potoka Štiavnica v hornej časti Jánskej doliny, kde je sústredená i väčšia časť výdatnejších prameňov (príloha 1), než v dolnej časti doliny, t. j. severne od ústia Stanišovej doliny. V severnej

časti boli skryté prestupy podzemných vôd do Štiavnice, zistené iba v období priemerných a zvýšených vodných stavov.

A. Biely (1963) zistil, že gutensteinské vápence v oblasti Jánskej doliny z hrebeňa Šlemä, Špatná a Benešová neprechádzajú do pruhu gutensteinských vápencov s. od línie Stanišová dolina — Marušová, ale sa uzatvárajú ešte v reliéfe v dolomitoch a reiflinských vápencoch ako falošná synklinála, t. j. oba pruhy gutensteinských vápencov navzájom nesúvisia, ale sú súčasťou dvoch, do istej miery samostatných štruktúr. Na tomto rozhraní, t. j. v smere Michalovská dolina — Stanišová dolina — Marušová, vystupuje na povrch hydrogeologicky nepriepustné lunzské súvrstvie. Možno usudzovať, že spomínané tektonické rozhranie ovplyvňuje odvodňovanie karbonátového komplexu Jánskej doliny. V septembri 1966 vyvieralo sumárne v prameňoch hornej časti doliny približne 155,0 l/s podzemných vôd a 135,0 l/s prestupovalo skryte do potoka Štiavnica, v dolnej časti vyvieralo v prameňoch asi 35,0 l/s a 85,0 l/s prestupovalo skryte do potoka.

Horná časť Jánskej doliny je i podstatne viac skrasovatená s bohato rozvetvenými jaskynnými priestormi. Uvedené okolnosti sa odrazili i v zmene chemizmu vôd prestupujúcich z kryštalinika v pozdĺžnom profile Jánskej doliny, (tabuľka 9).

Tabuľka 9

Prameň	Horná časť doliny				Dolná časť	
	ponor pred Bystrou	Hlboké	Škopovo	Stanišovo	Pod Bielym	zotavovňa Ďumbier
mineralizácia mg/l september 1966	82,7	133,8	281,3	322,4	307,6	412,2

Zistilo sa, že pri sútoku Bieleho a Čierneho Váhu, narezávajúceho z dvoch strán komplex vrchnotriasových dolomitov, jestvujú významné skryté prítoky.

Z hydrogeologického hľadiska je pozoruhodná súteska epigeneticky zarezaného koryta Čierneho Váhu, v. od Svarína, ktorá v dĺžke 2,0 km prerezáva pruh strednotriasových vápencov a dolomitov. Karbonáty sú tu, ako to v minulosti potvrdili prieskumné práce uvažovanej priehrady, silne skrasovatené.

Niekoľkokrát opakovanými meraniami boli zistené značné straty povrchových vôd z Čierneho Váhu do podzemných krasových priestorov. V rokoch 1967—1969 sa straty pohybovali od 115,0 l/s do 588,0 l/s, v predchádzajúcich rokoch i viac. I keď sú výsledky pri meraní veľkých prietokov ovplyvnené chybami, niekoľkokrát opakované hydrometrické práce jednoznačne dokumentovali straty vody z Čierneho Váhu do krasových priestorov karbonátového komplexu. Problematické zostáva zistenie miest výstupu týchto vôd na povrch. Je pravdepodobné, že ich časť pri vyústení sútesky prestupuje skryte do štrkovito-piesčitých náplavov Čierneho Váhu, ktoré dosahujú mocnosť 7,0 m. Hydrometrickými prácami bolo zistené, že prietok Čierneho Váhu je tu zvýšený. Potvrdzujú to i výsledky z hydrogeologického vrtu HV-10, ktorý bol

situovaný v údolnej nive Čierneho Váhu pod súteskou. Z vrtu hlbokého 8,0 m bolo čerpané 17,7—22,2 l/s podzemných vôd (M. Banský 1972) s podobným chemizmom aký majú vody z mezozoika. Druhou možnosťou je, že krasový systém sútesky Čierneho Váhu môže byť prepojený na krasový systém Važeckého krasu a údolia Bieleho Váhu, po ktorom by mohla časť vôd cirkulovať. Pritom nie je vylúčené, že časť podzemných vôd sa zúčastňuje na hlbinnej cirkulácii a podieľa sa na tvorbe minerálnych vôd Liptovskej kotliny. K uvedenému problému sa však nemožno vyjadriť dnes jednoznačne.

Z hydrogeologického hľadiska si pozornosť zasluhuje problematika geologického a geografického povodia Bieleho a Čierneho Váhu, medzi ktorými je tektonický styk čiernovážskej a bielovážskej série. O odlišnosti ich geologického a geografického povodia svedčí spojitosť ponoru Prepadlé, jv. od Važca v geografickom povodí Čierneho Váhu, s vodami vyvieračky Teplica vo Važci v geografickom povodí Bieleho Váhu, dokázaná indikačnými skúškami. Podľa týchto experimentov a na základe hydrogeologických úvah možno konštatovať, že celá s. časť Važeckého krasu, vytvorená zo strednotriasových vápencov a dolomitov, inklinuje k povodiu Bieleho Váhu. Rozhranie medzi oboma povodiami tvoria v podzemí nepriepustné lunzské vrstvy, ktoré vystupujú v odkryve v hornej časti Murnej doliny, čím geologické povodie Bieleho Váhu hlboko zasahuje do geografického povodia Čierneho Váhu. Takto si možno vysvetliť, že v dolomitoch čiernovážskej série medzi kótami Slamená — 1105,5 m a Vyšné Sokoly — 1178,3 m v geografickom povodí Čierneho Váhu je málo prameňov, zatiaľ čo v karbonátoch bielovážskej série v povodí Bieleho Váhu, medzi Važcom a Východnou, sú výdatné pramene a jestvujú tu aj prítoky podzemných vôd do Bieleho Váhu.

Predchádzajúce poznatky potvrdzuje i hydrogeologický výskum pomocou spektrálnych analýz stopových prvkov vo vodách povrchových tokov a prameňov. Bola sledovaná asociácia stopových prvkov v ponoroch a v prameňoch, u ktorých sme predpokladali vzájomnú súvislosť. Takto možno sledovať vody po ich infiltrácii do krasového komplexu až po výstupy v prameňoch. Potvrdilo sa, že ponárajúce sa vody v Prepadlom a vody vyvieračky Teplica vo Važci a prameň na pravom brehu Bieleho Váhu vo Važci (tab. 10) navzájom súvisia.

Ako vidíme z tabuľky, vo vodách všetkých troch zdrojov je prítomné Ag,

Tabuľka 10

Miesto odberu	Spektrálne zistené stopové prvky*
ponor Prepadlé	B, Li, Ba, Sr, Mn, Cu, Ti, Pb, Ag, Cr
vyvieračka Teplica-Važec	B, Ba, Sr, Li, Cu, Ti, Ag, Cr, Mn,
prameň pri Bielom Váhu	Ba, B, Ag, Sr, Cu, Zn, Ti, Ni, Pb, Cr, Li, Sn.

analyzoval: J. Cubínek, GÚDŠ

* V tabuľke nie sú uvedené makrokomponenty: Ca, Mg, Si, Al, Na, Fe, K

ktoré sa však nenachádza v prameňoch v povodí Čierneho Váhu, hoci sa predpokladalo, že vzájomne súvisia s vodami ponoru.

Ďalšie spojitosti boli zistené medzi ponárajúcimi sa vodami v ponore pred Bystrou (n. m. v. 882,0 m) v Jánskej doline a vodami vyvierajúcimi vo veľkom vaucluskom prameni v mieste kóty 775,0 m v Jánskej doline (Hlboké). V období nízkych stavov sa prakticky celé množstvo povrchových vôd privádzaných potokmi Bystrá a Štiavnica z kryštalického masívu Ďumbiera stráca v ponore pred Bystrou v rozsiahlych jaskynných priestoroch, resp. menšia časť sa stráca v ponoroch na dne koryta potoka Štiavnica, s. od hájovne pred Bystrou. Celé ponárajúce sa množstvo vyviera opäť po 2 km dlhej podzemnej ceste v spomínanej vyvieračke Hlboké. Množstvo vyvierajúcich vôd je však asi o 15,0—20,0% vyššie ako množstvo vôd influjúcich v ponoroch. Táto časť vody infiltrovala pravdepodobne do karbonátov z masívu Na zadný (1478,5 m). V suchšom období sa výdatnosť vyvieračky pohybuje od 548,4 do 727,03 l/s, z toho 115,0 l/s sú podzemné vody. Pri vysokých stavoch má vyvieračka výdatnosť 790,0—1180,0 l/s, avšak ešte asi 500,0 l/s povrchových vôd preteká korytom potoka Štiavnica nad vyvieračkou, pretože ponor nestačí prijať všetky privádzané vody z kryštalinika. V minime je koryto potoka nad vyvieračkou suché.

Podzemné vody čiernovážskej a bielovážskej série majú mineralizáciu prevažne v intervale 0,3—0,5 g/l a patria ku kalcium-magnézium-bikarbonátovému typu vôd (S. Gazda 1973).

Bilančné hodnotenie puklinovo-krasových vôd série Veľkého Boku

Riešenie bilančných otázok vychádza z možností daných geologickou stavbou územia. Hodnotený komplex triasových dolomitov, menej jurských vápencov j. od Liptovskej Tepličky až po Hranovnicu, upadá na severe a severovýchode strmo do hĺbky. V jeho podloží z južnej strany je kryštalinikum, ktoré je zahrnuté do bilančného hodnotenia, pretože chýbajú údaje o odtoku vôd z kryštalinika, ktoré je odvodňované priklonenými svahmi do karbonatického komplexu. Ako vyplýva z geologickej stavby územia, je veľmi nepravdepodobné, že by podzemné vody z hodnotenej oblasti prenikali do susedných hydrogeologických celkov. I napriek určitým vnútorným hydrologickým rozdielnostiam ho možno hodnotiť ako hydrogeologicky uzavretú štruktúru, z ktorej všetky infiltrované vody vystupujú na povrch. Odtok vôd je možné merať na s. okraji série Veľkého Boku na tektonickom styku s nadložnou melafýrovou sériou.

Hodnotená časť územia má rozlohu 90,2 km², z toho 29,7 km² zaberá kryštalinikum so spodnotriasovými kremencami, t. j. priľahlé svahy zložené z iných hornín, ktoré sú odvodňované do karbonatického komplexu. Keď k tomu prirátame ešte plochu 18,1 km², ktorú zaberajú hydrogeologicky nepriepustné lunzské, keuperské, neokomské sedimenty v karbonatickom komplexe s melafýrovou sériou na s. okraji štruktúry, má vlastná rozloha hydrogeologicky silne zvodnených karbonátov plochu 42,4 km².

Vlastné bilančné hodnotenie bolo robené pre tri hydrogeologické roky, rok 1970, 1971 a 1972, v ktorých bol sústavne sledovaný odtok vôd z územia. Pre výpočet bola použitá táto bilančná rovnica:

$$Z = (Opv + Opz) + V \pm R$$

Z — zrážky spadnuté na hodnotené územie
Opv — odtok povrchových vôd
Opz — odtok podzemných vôd (povrchový a podzemný odtok neboli osobitne vyčleňované)
V — úhrnný výpar
R — zmeny zásob podzemných vôd.

Výpočet jednotlivých členov bilančnej rovnice bol urobený týmto spôsobom:

Zrážky (Z) spadnuté na hodnotené územie boli vyčíslené na základe pozorovaní zrážkomernej stanice Liptovská Teplička. Vo vyšších polohách hodnoteného územia zrážky neboli priamo merané. Keďže táto časť má podobné klimatické pomery ako z. sa nachádzajúca oblasť so zrážkomernou stanicou Chopok, údaje o zrážkach boli doplnené metódou analógie.

Odtok podzemných a povrchových vôd $(Opv + Opz) = O$ sa meral na s. okraji hodnoteného územia, na styku série Veľkého Boku s melafýrovou sériou.

Podstatnú časť vôd odvádza Čierny Váh, na ktorom HMÚ Bratislava zriadil vodočetnú stanicu s limnigrafom, ktorú raz denne pozorovali pracovníci HMÚ Bratislava. Ďalšiu časť vôd odvádza potok Teplička, na ktorom IGHP Žilina ako súčasť zachytávacích prác prameňov Teplička vybudoval merný prepad, ktorý bol sledovaný raz do týždňa. Ostatné malé potoky (Dikula, Bystrá, Hranovnica), ktoré odvádzajú malú časť vôd z územia (maximálne 10%) neboli sústavne pozorované. Pracovníci GÚDŠ urobili na nich niekoľkokrát opakované nesústavné meranie, ktoré dáva dostatočné podklady pre určenie priemernej hodnoty odtoku vôd. Deväť veľkých prameňov s výdatnosťou nad 10,0 l/s pozoroval HMÚ Bratislava a VVAK Poprad raz týždenne. Celkový odtok vôd z hodnoteného územia vyjadrený v mesačných priemeroch je uvedený v tab. 11 a graficky znázornený na obrázku 7.

Výpar (V) pre hodnotenú oblasť bol vypočítaný podľa empirického vzorca L. Turca:

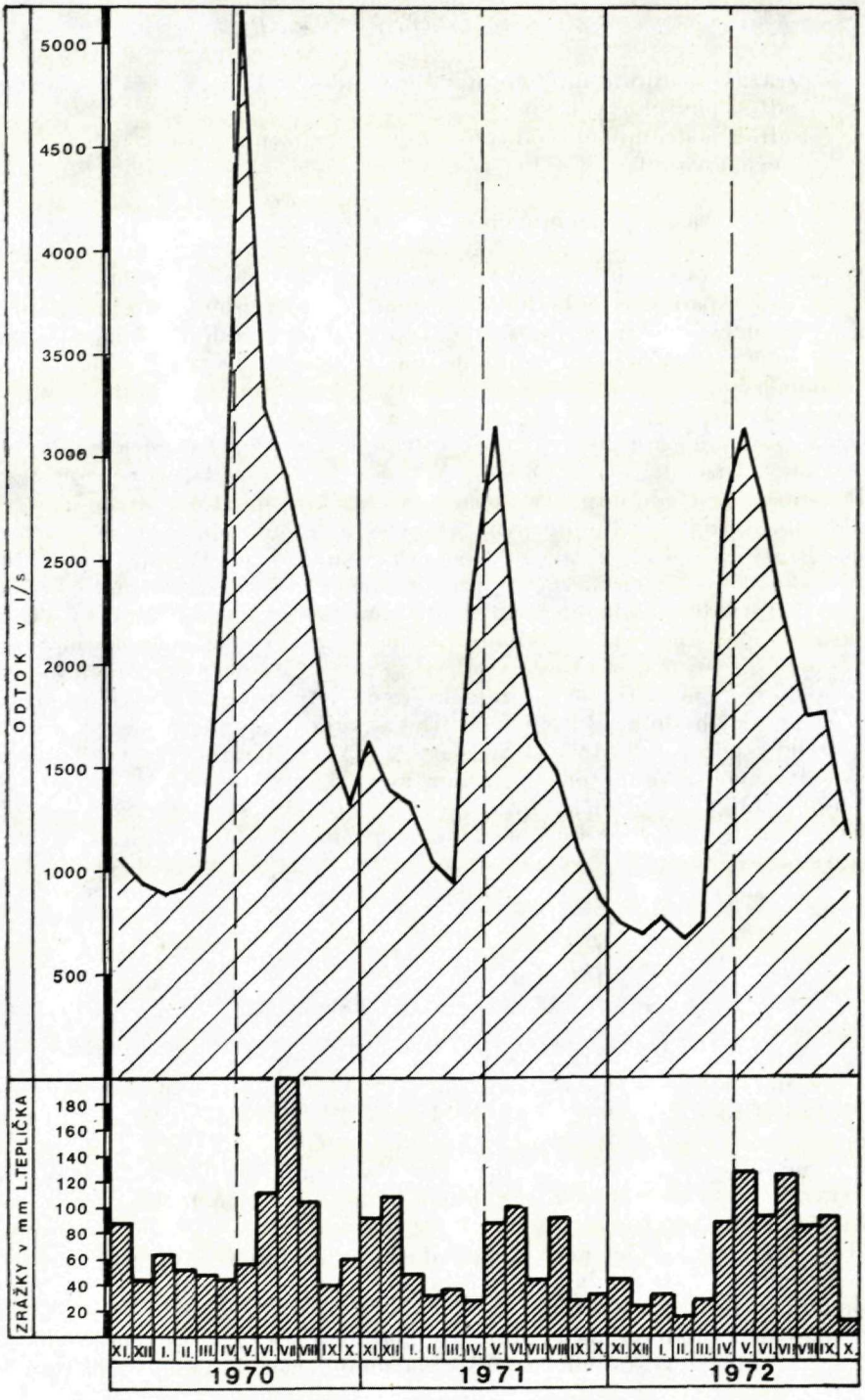
$$V = \frac{Z}{\sqrt{0{,}9 + \frac{Z^2}{L^2}}}; \quad L = 300 + 25\,T + 0{,}05\,T^3$$

Z — priemerný ročný úhrn zrážok v mm
T — priemerná ročná teplota vzduchu v °C, ktorá bola pre hodnotené územie v roku 1970 — + 0,6 °C, v r. 1971 — + 1,3 °C, a v roku 1972 — + 1,6 °C.

Zmeny zásob podzemných vôd $(\pm R)$ boli vypočítané z bilančnej rovnice.

Vlastné bilančné zhodnotenie je uvedené v tabuľke 12. Na základe porovnania zrážok hodnotených rokov s dlhodobým priemerom možno konštatovať, že hydrologický rok 1970 bol vlhkejší ako normál cca o 12%, naproti tomu rok 1971 a 1972 bol v celej hodnotenej oblasti suchší cca o 6 až 15% (tab. 1), to znamená, že výsledky bilancie s dlhodobou priemernou platnosťou sú medzi výsledkami týchto troch rokov.

Z bilančného hodnotenia vyplýva, že z územia odtieklo priemerne 1673,0 l/s vôd a v komplexe zostávalo 186,0 l/s podzemných vôd. Treba však poznáme-


ODTOK v l/s
5000
4500
4000
3500
3000
2500
2000
1500
1000
500
ZRÁŽKY v mm LTEPLIČKA
180
160
140
120
100
80
60
40
20
XI. XII I. II. III. IV. V. VI. VII VIII IX. X.
1970
1971
1972

nať, že na vyčíslených retenčných zásobách sa určitým percentom podieľajú i chyby z merania pre jednotlivé členy bilančnej rovnice. Špecifický odtok podzemných vôd v jednotlivých rokoch je uvedený v tabuľke 13.

Hodnoty minimálneho špecifického odtoku možno považovať za minimálny špecifický odtok podzemných vôd. Jeho vysoké hodnoty sú podmienené popri dobrej infiltračnej schopnosti karbonátov a hydrogeologicky veľmi priaznivej geologickej pozícii aj vysokými zrážkovými úhrnmi a pomerne nízkym úhrnným výparom. Pritom však treba brať do úvahy, že hodnota minimálneho špecifického odtoku je sčasti skreslená tým, že iba polovica hodnoteného územia pripadá na karbonáty a druhá polovica na horniny s nízkou infiltračnou schopnosťou.

Výsledky bilančného hodnotenia poukazujú na vysokú retenčnú schopnosť dolomitového komplexu. Svedčí o tom pozvoľné vyčerpávanie zásob (obr. 7), trvajúce prakticky od mája do februára — marca, prejavujúce sa pozvoľným klesaním čiary vyčerpávania, ktorej priebeh býva čiastočne ovplyvňovaný zvýšenými letnými zrážkami.

Vzťah puklinovo-krasových vôd chočského príkrovu k susedným hydrogeologickým celkom

Silne zvodnené vápencovo-dolomitické komplexy chočského príkrovu sa ponárajú na severe a severovýchode pod mladšie súvrstvie paleogénu Liptovskej a Popradskej kotliny (príloha 1), resp. sa stýkajú s dobre priepustnými aluviálnymi sedimentmi Váhu. Veľmi komplikovaná geologická stavba územia vytvára takto podmienky pre možnosť prestupu puklinovo-krasových vôd pohoria do priľahlej Liptovskej a Popradskej kotliny. Aby sme úplne poznali hydrogeologické pomery karbonátov chočského príkrovu, treba sa zaoberať prestupmi puklinovo-krasových vôd územia do kvartérnych sedimentov Liptovskej kotliny a pod paleogénne sedimenty Liptovskej a Popradskej kotliny, ako aj otázkami sústreďovania podzemných vôd v hodnotených karbonátových komplexoch. Riešenie bolo robené bilančno-hydrometrickou metódou jednotlivých štruktúr. Iba v oblasti medzi Ilanovskou dolinou a údolím potoka Boca bol sústavne pozorovaný odtok. V ostatných štyroch oblastiach prevažná časť údajov o odtoku pochádza z nesústavného merania, a preto ich bilančné hodnotenie je iba orientačné.

Hodnotená lučivnianska štruktúra má celkove rozlohu 36,2 km², z toho 33,0 km² pripadá na vlastné karbonáty zastúpené v podstatnej miere dolomitmi, menej vápencami a zlepencami bazálneho paleogénu a 3,2 km² zaberajú priľahlé svahy pozostávajúce z flyšoidného súvrstvia paleogénu, resp. z glacifluviálnych sedimentov odvodňovaných do komplexu karbonátov. Vlastný karbonatický komplex sa nachádza medzi Spišskou Teplicou, Svitom,

Obr. 7. Grafické znázornenie odtoku vôd z bilančne hodnoteného karbonátového komplexu v oblasti Liptovskej Tepličky.

Fig. 7. A graphic illustration of water outflow from the balance evaluation of carbonate complex in the Liptovská Teplička area.

Tabuľka 11

Tabuľka odtoku vôd z bilančne hodnoteného územia série Veľkého Boku

Rok	Odtok	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	Ročný priemer
1970	Celkový odtok (l/s)	1066,0	959,0	917,0	937,0	1024,0	2416,0	5156,0	3276,0	2925,0	2429,0	1500,0	1354	2022,0
	Špec. odtok (l/s/km²)	11,8	10,6	10,1	10,3	11,3	26,7	57,1	35,3	32,4	26,9	16,6	15,0	22,4
1971	Celkový odtok (l/s)	1635,0	1422,0	1355,0	1048,0	937,0	2276,0	3116,0	2184,0	1655,0	1490,0	1120,0	881,0	1375,0
	Špec. odtok (l/s/km²)	18,1	15,7	15,0	11,6	10,3	25,2	34,5	24,2	18,3	16,5	12,4	9,7	15,2
1972	Celkový odtok (l/s)	740,0	703,0	780,0	679,0	726,0	2740,0	3141,0	2799,0	2176,0	1740,0	1749,0	1193,0	1623,0
	Špec. odtok (l/s/km²)	8,2	7,8	8,6	7,5	8,0	30,4	34,8	31,0	24,1	19,3	19,4	13,2	17,9

Tabuľka 12

Členy bilanč. rovnice	1970		1971		1972	
	mm	l/s	mm	l/s	mm	l/s
Z	1119	3200,0	832	2380,0	938	2677,0
O		2022,0		1375,0		1623,0
Z—O		1178,0		1005,0		1054,0
V	302	861,0	313	895,0	323	921,0
R		+ 317,0		+ 110,0		+ 133,0

Tabuľka 13

Rok	Špecifický odtok v l/s/km²		
	minimálny	maximálny	priemerný
1970	10,1	57,1	22,4
1971	9,7	34,5	15,2
1972	7,5	34,8	17,9

Lučivnou, Štrbou a leží na hydrogeologicky nepriepustnom súvrství melafýrovej série, ktorá obmedzuje komplex z juhu. Na S a V sa komplex stýka s paleogénnym súvrstvím Popradskej kotliny. Problémom zostáva otázka možnosti skrytého prestupu časti vôd pod paleogénnu výplň Popradskej kotliny.

Kvantitatívne hodnotenie prestupu podzemných vôd z vápencovo-dolomitického komplexu bolo robené hydrologickou bilanciou za hydrologické roky 1970, 1971 a 1972. Vlastná orientačná hydrologická bilancia vychádza zo zrážkových údajov zo stanice Lučivná, ktorá je reprezentatívna pre celú štruktúru.

Na určenie odtoku bol sústavne pozorovaný najväčší prameň štruktúry — Nové okno, ktorý odvádza podstatnú časť podzemných vôd územia. Ostatné pramene a tiež vodné toky Poprad, Lopušná, Malý Poprad, ktoré pretekajú územím, boli sledované nesústavne, niekoľkokrát opakovaným hydrometrickým meraním za rôznych klimatických podmienok. Jeho cieľom bolo určiť minimálne, a hlavne priemerné hodnoty prestupu podzemných vôd do povrchových tokov.

Na výpar boli použité hodnoty vypočítané podľa empirického vzorca L. Turca. Priemerná ročná teplota bola vypočítaná podľa meraní v stanici Poprad. V roku 1970 bola 5,5 °C, v roku 1971 6,1 °C a v roku 1972 6,5 °C. Vlastný výpočet bilancie je uvedený v tabuľke 14, kde veličina *Opr* označuje

Tabuľka 14

Členy bilanč. rovnice	1970		1971		1972	
	mm	l/s	mm	l/s	mm	l/s
Z	909	1043	585	672	743	850
V	406	465	368	423	413	472
Z—V		578		249		378
Opr		177		155		148
Opr + Op		309		171		221
Oprest + R		+ 269		+ 78		+ 157

priemernú ročnú výdatnosť sústavne pozorovaného prameňa Nové okno, veličina *Op* označuje úhrn priemernej ročnej výdatnosti nesústavne sledovaných prameňov a prestup podzemných vôd do vodných tokov a veličiny *Oprest.* + *R* znamenajú prestup podzemných vôd pod paleogénne sedimenty Popradskej kotliny a zmeny zásob podzemných vôd.

V porovnaní s dlhodobým zrážkovým úhrnom je rok 1970 o 70%, rok 1971 o 9,5% a rok 1972 o 39% vlhší než priemer. Z hľadiska dlhodobých priemerných hodnôt možno považovať za vzorový rok 1971. Špecifický odtok dokumentovaných podzemných vôd sa v hodnotených rokoch pohyboval v priemere od 4,6 l/s/km² do 8,5 l/s/km².

I keď bilančné hodnotenie má iba orientačný charakter, pretože výsledky sú ovplyvnené chybami vyplývajúcimi z nesústavného merania odtoku a z nepresnosti merania ostatných členov bilančnej rovnice, je reálne, že asi 40,0—50,0 l/s puklinovo-krasových vôd prestupuje z karbonátového komplexu pod paleogénnu výplň Popradskej kotliny. Podzemné vody sa sústreďujú a prestupujú pod kotlinu v oblasti medzi Svitom a Spišskou Teplicou.

Potvrdzujú to výsledky hydrogeologického prieskumu, ktorý bol začatý na základe výsledkov výskumu. Z veľmi silne porušených dolomitov bolo v období minimálnych stavov v septembri 1972 až marci 1973 počas spoločnej čerpacej skúšky z dvoch hydrogeologických vrtov čerpané 20,5 l/s podzemných vôd (I. Valušiak 1973). Týmito vrtmi bola však preskúmaná iba južná časť územia, v ktorej sa sústreďujú a prestupujú podzemné vody. V severnej časti, t. j. na území smerom k Svitu, prieskum zatiaľ nie je ukončený.

Geologická stavba územia podmieňuje smer prúdenia podzemných vôd zo Z na V, v smere štruktúrnej osi karbonátového komplexu. Tento komplex je porušený systémom zlomov zhodného smeru, ktoré sú zrejme i cestami hlbinného penikania vôd pod kotlinu. V podloží paleogénu, asi 3,0 km v. od prameňa „Nové okno" južne od Popradu, bolo prieskumným vrtom v hĺbke 242,0 m zachytené súvrstvie dolomitických brekcií a dolomitov, z ktorých bol zaznamenaný pretok vody o výdatnosti 0,5 l/s a teplote 15,0 °C. Vápencovo-dolo-

mitický komplex hornín v podloží paleogénu bol zachytený i v oblasti Gánoviec, kde je nositeľom prakticky všetkých minerálnych vôd. Na základe geologickej stavby územia a výsledkov bilančného hodnotenia možno konštatovať, že podzemné vody karbonátového komplexu v oblasti Svitu sa podieľajú na tvorbe minerálnych vôd Gánoviec, ktorých výdatnosť nepresahuje 15,0 l/s (V. Hanzel 1972). I chemizmus podzemných vôd (tab. 15) dokumentuje,

Tabuľka 15

Prameň	Teplota vody °C	Q l/s	Celková mineralizácia mg/l	Na^+	K^+	Mg^{+2}	Ca^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-
Nové okno	10,8	180,0	492,7	4,1	1,3	29,1	74,1	5,8	23,4	354,6
Artézsky vrt južne od Popradu	15,0	0,5	2576,6	103,0	14,5	150,7	337,4	14,3	548,5	1968,2
Vrt v Gánovciach	20,0		3648,4	58,5	29,0	214,0	581,1	27,7	960,8	2749,8

že hlavným zdrojom minerálnych vôd je podložné mezozoikum. Minerálne vody vystupujú po zlomových líniách. Celá oblasť od Spišskej Teplice po Gánovce, Švábovce a ďalej na V predstavuje zónu porúch s početnými minerálnymi prameňmi, ktoré sú medzi sebou geneticky späté (V. Struňák 1964).

Karbonátový komplex Čierneho Váhu sa tiahne v podobe úzkeho pruhu o ploche 10,0 km². Pozostáva hlavne z dolomitov, zriedkavejšie zo strednotriasových vápencov. K infiltračnej ploche treba počítať i bazálne paleogénne zlepence a brekcie v okolí Vyšnej Šuňavy o ploche 8,0 km². Pramene vytekajúce z tejto štruktúry boli merané iba nesústavne. V septembri 1966 bola celková výdatnosť prameňov 35,0 l/s, v októbri 1968 21,8 l/s a v júli 1969 23,6 l/s. V tom istom období boli zistené prestupy podzemných vôd do potoka jz. od Vyšnej Šuňavy o výdatnosti 24,0 l/s, 22,0 l/s a 24,5 l/s. Celkový odtok podzemných vôd v čase merania bol 59,0 l/s, 43,8 l/s a 48,1 l/s, čo reprezentuje špecifické odtoky 3,2 l/s/km², 2,4 l/s/km² a 2,61 l/s/km². Sú to v porovnaní s ostatnými štruktúrami sv. svahov Nízkych Tatier veľmi nízke hodnoty.

Hydrometrické merania Čierneho Váhu a potoka Ipoltica v tom istom období dokumentovali, že do týchto tokov prestupuje 80,0 až 240,0 l/s podzemných vôd, čo predstavuje špecifický odtok 7,5 až 15,7 l/s/km². V porovnaní s ostatnými hodnotenými oblasťami a na základe nesústavného merania povrchových tokov možno predpokladať, že v priemere 100,0—150,0 l/s podzemných vôd je drénované povrchovými tokmi, ktoré na niekoľkých miestach a na veľkej dĺžke prerezávajú karbonáty.

Ďalšou hodnotenou oblasťou je vážecko-svarínsky komplex karbonátov. Dolomity a vápence čiernovážskej série o ploche 20,8 km² sa prostred-

níctvom jurských vápencov (3,2 km²) na severe stýkajú s vápencami a dolomitmi (o ploche 17,2 km²) bielovážskej série uklonenými k severu a upadajúcimi pod paleogénne sedimenty Liptovskej kotliny. Vzhľadom na vzájomnú geologickú a z toho vyplývajúcu i hydrogeologickú súvislosť silne priepustných karbonátov oboch sérií je treba karbonátový komplex hodnotiť ako jeden hydrogeologický celok, ktorý má spolu s úzkym pruhom bazálneho paleogénu v okolí Važca (o ploche 3,7 km²) rozlohu 45,0 km².

Odtok podzemných vôd prameňmi bol nesústavne meraný v októbri 1967 a 1968 a v júli 1969. Ich celková výdatnosť v období merania je uvedená v tabuľke 16, kde sú súčasne uvedené i zodpovedajúce špecifické odtoky podzemnej vody, vypočítané z merania prameňov.

Tabuľka 16

Séria	Dátum merania	Celková výdatnosť prameňov — l/s	Špecifický odtok v l/s/km²
karbonáty bielováž. série (20,3 km²)	október 1967	150,0	7,3
	október 1968	138,5	6,8
	júl 1969	131,5	6,4
karbonáty čiernováž. série (24,7 km²)	október 1967	35,1	1,4
	október 1968	18,6	0,7
	júl 1969	73,5	2,9
bielováž. séria a čiernováž. séria (45,0 km²)	október 1967	185,0	4,1
	október 1968	157,1	3,4
	júl 1969	205,0	4,5

Zo vzájomného porovnania výsledkov s ďalšími hodnotenými oblasťami vyplýva, že uvedené špecifické hodnoty sú veľmi nízke, hlavne u čiernovážskej série. Nesústavné merania prietoku Čierneho a Bieleho Váhu ukazujú, že do nich prestupuje veľká časť podzemných vôd. Do Čierneho Váhu prestupujú vody hlavne v oblasti Nižný Chmelienec. Potvrdili to i hydrogeologické vrty. Do Bieleho Váhu vody prenikajú hlavne v oblasti Važca a južne od Východnej, zatiaľ sa to však nepodarilo overiť vrtnými prácami. Možno predpokladať, že minimálne asi 200,0 l/s podzemných vôd prestupuje do povrchových tokov, čo je v súlade s výsledkami hydrometrovacích prác, ktoré dokumentovali prestup do Bieleho Váhu od 23,0 do 171,0 l/s a do Čierneho Váhu od 90,0 do 200,0 l/s. Nie je vylúčené, že časť podzemných vôd preniká i pod paleogén Liptovskej kotliny. Keďže vyčíslenie prestupov podzemných vôd hlavne do Čierneho Váhu je problematické a zatiaľ nepoznáme, aký je vzťah ponárajúcich sa vôd Čierneho Váhu k podzemným vodám hodnotenej oblasti, nie je za súčasného stavu možné urobiť bližšie zhodnotenie.

Hydrogeologicky najvýznamnejšiu oblasť tvorí karbonátový komplex Jánskej doliny. Karbonáty sú zväčša uklonené k severu, kde sa ponárajú

pod mladšie súvrstvie lunzských pieskovcov a bridlíc a pod paleogénnu výplň Liptovskej kotliny. Na v. strane sú karbonáty redukované na veľmi úzky pruh, ktorý ďalej siaha až do údolia Čierneho Váhu. Bilančne hodnotená oblasť má plochu 73,8 km², z čoho 62,5 km² pripadá na vlastné karbonáty a 11,3 km zaberajú priľahlé svahy vytvorené z iných hydrogeologických nepriepustných hornín (lunzské súvrstvie, melafýrová séria atď.). Do bilančného hodnotenia je započítaný i pruh strednotriasových dolomitov a vápencov medzi Liptovským Jánom a Liptovskou Porúbkou, v ktorom vyviera časť podzemných vôd hodnoteného karbonátového komplexu.

Pre celkové poznanie hydrogeologických pomerov opisovaného karbonatického komplexu treba riešiť otázku prestupu podzemných vôd do aluviálnych sedimentov Váhu a pod paleogénnu výplň kotliny. Z kvantitatívneho hľadiska bol prestup podzemných vôd hodnotený hydrologickou bilanciou karbonátového komplexu, a to v rokoch 1970, 1971, a 1972. Použitá bola táto bilančná rovnica:

$$Z = (Op + Opz) + V + (Oprest \pm R), \text{ kde}$$

Z — zrážky
Op — odtok povrchových vôd
Opz — odtok podzemných vôd (Op a Opz nie sú odčleňované a sú hodnotené spolu)
V — úhrnný výpar
$Oprest$ — odtok podzemných vôd prestupujúcich z pohoria do kotliny
R — zmeny zásob podzemných vôd.

Jednotlivé členy bilančnej rovnice boli určené týmto spôsobom:

Zrážky (Z) — spadnuté na hodnotené územie boli určené ako aritmetický priemer z údajov zrážkomerných staníc Liptovský Hrádok, Kráľová Lehota, Michalovo—Malužiná, Vyšná Boca, Chopok, ktoré dostatočne charakterizujú zrážkové pomery územia.

Odtok ($Op + Opz$) — podzemných a povrchových vôd bol meraný v stabilizovaných merných prahoch (príloha 1). Štyri objekty vybudoval GÚDŠ na tokoch vstupujúcich do hodnoteného karbonátového komplexu a 5 objektov IGHP Žilina na tokoch vystupujúcich z komplexu do kotliny. Merania robili pozorovatelia HMÚ Bratislava raz denne. Na týchto objektoch boli merané prebytky podzemných vôd zo zachytených prameňov, nezachytené pramene a prívalové vody. Časť podzemných vôd sa odoberá pre vodovodné zásobovanie, odobrané množstvá boli preto odčítavané na vodomeroch raz mesačne ako mesačný úhrn odobratej vody. Celkový odtok z územia je uvedený v tabuľke 17.

Výpar (V) — pre hodnotené územie bol vypočítaný podľa empirického vzorca L. Turca, pričom priemerná ročná teplota vzduchu pre celé územie bola v roku 1970 1,8 °C, na rok 1971 2,0 °C, a na rok 1972 2,7 °C. Údaje, ktoré boli takto vypočítané, sú analogické s poznatkami a výpočtami, aké udáva Tomlain pre podobné horské a klimatické oblasti.

Prestup ($Oprest$) — podzemných vôd z pohoria do kotliny bol vypočítaný z bilančnej rovnice spolu so zmenami zásob podzemných vôd ($\pm R$), ktoré zatiaľ nie je možné vzájomne vyčleniť. Aspoň pre kvalitatívne porovnanie sme vyčíslili úhrnný odtok na začiatku a na konci bilancovaného hydrologického roku, pretože úhrnný odtok je závislý od stavu zásob v hodnotených karbonátoch (tabuľka 19).

Tabuľka odtoku vôd z karbonátov bielovážskej série medzi Ilanovskou a Bocianskou do-

Zložky odtoku		Roky	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.
odber	prameň Zápač	1970	30,0	29,0	28,9	28,9	28,0	24,5
	pr. Pod bielym		5,0	5,0	5,2	5,9	5,4	4,1
	pr. Záv. Poruba		1,3	1,3	1,3	0,8	0,1	1,8
	pr. Brtkovica		0,9	1,0	0,9	1,0	0,9	1,0
prítoky medzi profilmi			1017,0	558	658	614	825	2590
celkový odtok			1054,2	594,3	694,30	650,6	859,4	2621,4
šp. odtok v l/s/km²			14,29	8,05	9,41	8,82	11,65	35,5
odber	Zapač	1971	30,0	25,5	29,6	30,0	30,7	30,7
	Pod bielym		2,8	2,7	2,9	3,1	2,8	2,8
	Záv. Poruba		1,2	1,7	1,2	1,1	1,2	1,6
	Brtkovica		0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
prítoky medzi profilmi			1271,1	1173,7	944,9	1020	944,7	1902,1
celkový odtok			1305,8	1204,3	979,3	1054,9	980,1	1937,9
šp. odtok v l/s/km²			17,69	16,32	13,27	14,29	13,28	26,2
odber	Zapač	1972	30,4	30,0	19,2	21,5	20,2	26,0
	Pod bielym		3,1	2,9	3,0	3,0	2,9	2,9
	Záv. Poruba		3,8	3,2	4,5	3,3	3,1	3,9
	Brtkovica		0,6	0,9	0,8	0,9	0,8	0,8
prítoky medzi profilmi			416,5	393,3	342,3	298,9	548,0	1637,5
celkový odtok			454,4	430,3	369,8	327,6	575,0	1671,1
šp. odtok v l/s/km²			6,16	5,83	5,01	4,4	7,79	22,64

Z hľadiska zrážkových pomerov je rok 1970 v porovnaní s dlhodobým ročným priemerom v celom hodnotenom území vlhší v priemere o 23%, rok 1971 je naopak v priemere o 10% suchší a rok 1972 v priemere o 5% vlhší. Podľa tejto charakteristiky výsledky s priemernou dlhodobou platnosťou sú medzi výsledkami hydrologického roku 1971 a 1972. Vlastné bilančné hodnotenie je uvedené v tabuľke 18.

Na základe výsledkov bilančného hodnotenia v roku 1970 sa 48,6% zrážok podieľalo na dokumentovanom celkovom odtoku vôd z územia, čo predstavuje priemerný špecifický odtok 17,9 l/s/km², 27,4% zrážok sa vyparilo a 24% sa podieľa na dopĺňaní zásob a na prestupe podzemných vôd do kotliny.

V roku 1971 53,3% zrážok tvorí dokumentovaný odtok vôd, čo je v priemere špecifický odtok 14,2 l/s/km², 38,4% sa podieľa na výpare a iba 8,3% prestupuje ako podzemné vody do kotliny.

Tabuľka 17

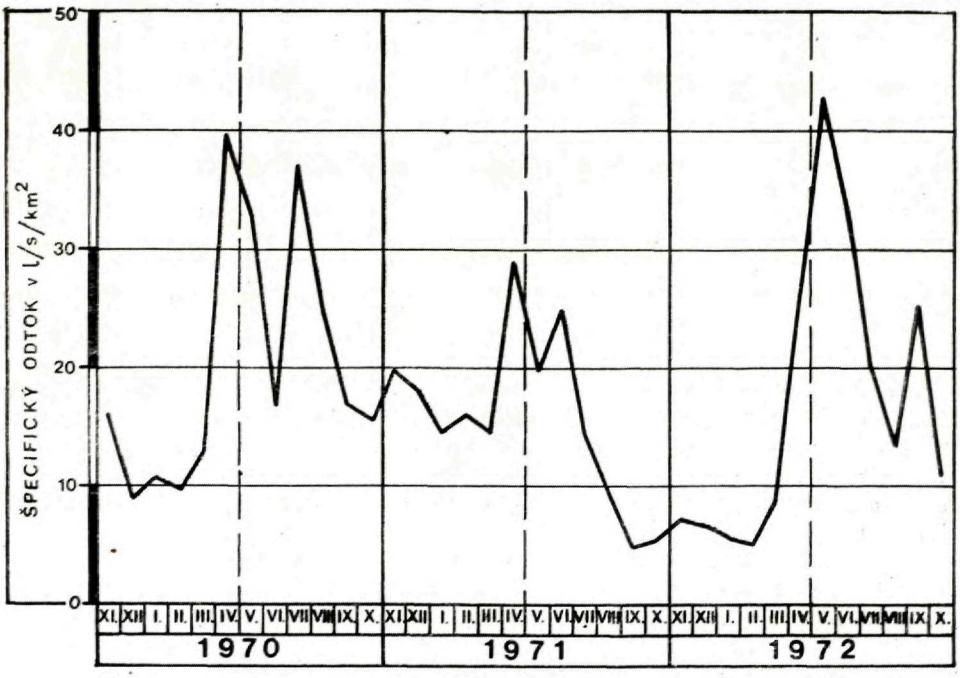
linou (l/s)

V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	priemer XI.—IV.	priemer V.—X.	priemer ročný
27,0	27,0	25,0	27,0	29,1	33,6			
4,0	3,9	3,6	3,6	3,2	2,8			
0,8	1,0	1,1	1,7	1,3	1,4			
0,9	1,0	0,9	0,9	0,8	0,7			
2140	1115	2432	1601	1087	825	1043,6	1533,3	1284,45
2172,7	1147,9	2462,6	1634,2	1121,4	863,5	1079,1	1569,0	1323,0
29,44	15,55	33,37	22,14	15,20	11,70	14,62	21,23	17,9
30,0	29,5	30,5	29,9	29,0	30,0			
2,7	2,7	2,7	2,7	2,9	2,8			
1,5	1,6	1,5	1,5	2,6	5,0			
0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,7			
1287,3	1615,9	916,9	503,3	294,3	314,4	1209,4	822,0	1015,7
1322,2	1650,4	952,3	538,1	329,6	352,9	1243,7	857,6	1050,0
17,92	22,36	12,90	7,29	4,4	4,78	16,85	11,62	14,2
28,5	32,0	33,5	32,0	39,0	26,0			
2,7	2,8	2,7	2,8	3,0	3,8			
3,4	3,2	3,5	3,4	2,9	3,2			
0,8	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8			
2880,1	2183,4	1306,5	860,9	1635,1	693,4	606,1	1583,2	1094,65
2855,5	2222,3	1347,1	899,9	1680,8	727,2	638,03	1688,1	1130,0
38,6	30,11	18,25	12,19	22,78	9,85	8,65	21,98	15,31

Tabuľka 18

Členy bilančnej rovnice	1970		1971		1972	
	mm	l/s	mm	l/s	mm	l/s
Z	1161,0	2717,0	855,0	1969,0	922,0	2315,0
Op + Opz		1323,0		1050,0		1130,0
V	319,0	744,0	329	756,0	346,0	808,0
Oprest. + R		+ 650,0		+ 163,0		+ 377,0

ℓ/s.
2800
2700
2600
2500
2400
2300
2200
2100
2000
1900
1800
1700
1600
1500
1400
1300
1200
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
ZRÁŽKY v mm
MICHALOVO
CHOPOK
150
100
50
XI. XII. I. II. III. IV. V. VI. VII. VIII. IX. X.
1970
1971
1972



Obr. 9. Časový priebeh zmien špecifického odtoku vôd karbonátového komplexu Jánskej doliny.

Fig. 9. Time changes of specific water outflow of the Janská valley carbonate complex. List of appendices:

V roku 1972 48,8% zrážok tvorí dokumentovaný celkový odtok, čo predstavuje v priemere špecifický odtok vôd 15,3 l/s/km², 34,9% sa podieľa na výpare a 16,3% zostáva na prestup a doplňanie zásob podzemných vôd.

Pre kvalitatívne posúdenie zmien zásob podzemných vôd bol posúdený vzťah medzi odtokom prvého a posledného dňa bilančného obdobia (viď tabuľka 19).

Toto porovnanie a grafické znázornenie odtoku vôd z územia (obr. 8, 9) ukazuje, že na začiatku bilančného obdobia 1970 bol hodnotený komplex karbonátov z hľadiska zásob vo veľkej miere vyprázdnený, čo dokumentuje veľmi nízky špecifický odtok (1,1 l/s/km²). V druhej polovici roka sa zásoby doplnili. Potvrdzuje to špecifický odtok 9,7 l/s/km². Podľa toho možno konštatovať,

Obr. 8. Grafické znázornenie odtoku vôd z bilančne hodnoteného karbonátového komplexu Jánskej doliny.

Fig. 8. Graphic representation of water outflow from the balance evaluation of carbonate complex of the Janská valley.

Tabuľka 19

Dátum	1. 11. 1969	30. 10. 1970	1. 11. 1970	30. 10. 1971	1. 11. 1971	30. 10. 1972
celkový odtok l/s	84,0	686,0	769,0	341,0	473,0	440,0
špecifický odtok l/s/km²	1,1	9,7	10,4	4,6	6,4	5,9

že na konci roku 1970 bol prebytok zásob a že časť týchto zásob prešla do hydrologického roku 1971. V priebehu letného polroka 1971 sa však zásoby rýchlo vyčerpali, prejavilo sa to znížením špecifického odtoku a vyprázdňovanie zásob pokračovalo i v zimnom polroku 1972. Zásoby sa opätovne doplnili až v letnom polroku 1972. Na základe uvedenej analýzy možno usudzovať, že iba v roku 1970 a 1972, ktoré sú vlhšie ako priemer, sa časť zrážok podieľa na obnovení zásob podzemných vôd a v roku 1971 uvedený rozdiel 163,0 l/s zo zrážkovo-odtokových vzťahov predstavuje podzemné vody, ktoré prestupujú do Liptovskej kotliny. Možno predpokladať, že minimálne asi 160,0 až 250,0 l/s podzemných vôd prestupuje do Liptovskej kotliny, čo je v súlade so súčasnými hydrogeologickými poznatkami.

Jánska dolina je oproti Ilanovskej a Demänovskej doline relatívne hlbšie zarezaná. Voči Ilanovskej doline je to cca 40 m (pri ústí) až 250 m (v hornej časti) a voči Demänovskej cca 40 m (pri ústí) až 90 m (v hornej časti) hlbšie. V podstatnej časti Ilanovskej doliny vystupuje mohutná masa nepriepustných neokomských slienitých vápencov ilanovskej série. Slúžia ako usmerňovateľ cirkulácie podzemných vôd chočského príkrovu, ktorého vrstvy majú generálny úklon k severu. Je preto málo pravdepodobné, že podzemné vody chočského príkrovu prestupujú do karbonátov ilanovskej série. Nakoľko Jánska dolina je hlbšie zarezaná, je pravdepodobnejšie, že veľmi malé množstvo podzemných vôd z karbonátov ilanovskej série preniká do chočského príkrovu, a to v oblasti Kráľovej hole, kde sa strednotriasové vápence a dolomity oboch sérií navzájom stýkajú na malej ploche.

Podzemné vody karbonátového komplexu chočského príkrovu najčastejšie prestupujú prostredníctvom hlbinnej cirkulácie smerom na S do Liptovskej kotliny. Cirkulujúce podzemné vody sa tak podieľajú na tvorbe minerálnych a termálnych vôd jánskej žriedlovej štruktúry, čo predpokladá vo svojich prácach M. Maheľ (1952) a A. Porubský (1968).

Potvrdzujú to výsledky prieskumu v oblasti Liptovského Jána (A. Porubský — J. Litva 1958—1968), kde vrtom Rudolf bolo navŕtané 61,0 l/s podzemných vôd o teplote 28,6 °C. Pri navŕtaní termálnej vody zanikli minerálne pramene v okolí vrtu a minerálneho prameňa v Závažnej Porube (J. Litva 1967), ktorý má zrejme tiež svoje infiltračné oblasti v širšom areáli Jánskej doliny. Výstupnou cestou vôd je s. časť jánskeho zlomu (A. Porubský 1966). Z hľadiska dnešných poznatkov možno konštatovať, že oblasť triasových karbonátov medzi Liptovským Jánom (oblasť kóty Kameničná) a Liptovským

Hrádkom nie je jednou z infiltračných oblastí minerálnych vôd jánskej žriedelnej štruktúry, ako sa predpokladalo. Časť podzemných vôd hodnoteného karbonátového komplexu s relatívne plytším obehom vyviera v prameňoch v. od Liptovskej Porúbky a pri Liptovskom Hrádku a časť bola zachytená hydrogeologickým vrtom HK-5. Z vrtu bolo čerpané 32,2 l/s podzemných vôd a súčasne 31,3 l/s podzemných vôd vyvieralo v prameňoch Liptovská Porúbka pod vrtom, ktoré nie sú zahrnuté v bilancii.

Prestup podzemných vôd do kotliny potvrdili i hydrogeologické vrty v údolí Váhu. Vrtom na pravej strane Váhu oproti vrtu HK-5 z aluviálnych náplavov hrubých 10,5 m bolo čerpané 32,9 l/s podzemných vôd, pričom počas čerpacej skúšky sa chemizmus vody zmenil. Na začiatku čerpacej skúšky bola celková mineralizácia 322,0 mg/l a na konci 498,0 mg/l, t. j. ten istý obsah a charakter chemizmu, ako majú vody z prameňa Liptovská Porúbka a z vrtu HK-5. Svedčí to o prítoku podzemných vôd zo strednotriasových karbonátov do náplavov Váhu po tektonickej poruche, zistenej geofyzikou (L. Cibuľka 1970).

Poslednú oblasť tvorí karbonátový komplex Kráľovej Lehoty. Má plochu 41,3 km², z toho 38,5 km² pripadá na karbonáty a 2,8 km² na priľahlé svahy zložené z lunzských vrstiev.

Odtok podzemných vôd prameňmi bol nesústavne meraný v roku 1967 a pohyboval sa od 36,5 do 53,0 l/s, v roku 1968 od 33,0 do 47,0 l/s a v roku 1969 od 25,0 do 47,0 l/s, čo predstavuje veľmi nízky špecifický odtok podzemných vôd. Hydrometrické práce potvrdili, že značná časť podzemných vôd prestupuje do Hybice, Boce, do Bieleho a Čierneho Váhu a Váhu, ktoré po celej dĺžke a zo všetkých strán prerezávajú karbonátový komplex, preto je veľmi ťažko urobiť bilančné hodnotenie územia.

Za roky 1970—1972 spadlo na plochu územia v priemere 794 mm zrážok, čo predstavuje odtok 1040,0 l/s. Z tohto množstva sa asi 51,5% vyparí, čo je 535,0 l/s a celková výdatnosť prameňov je 40,0 l/s. Rozdiel 465,0 l/s by mal predstavovať časť podzemných vôd, ktorá prestupuje do povrchových tokov, resp. do susedných sedimentov Liptovskej kotliny, prípadne i pod paleogénne sedimenty kotliny.

Značná časť týchto vôd zrejme prestupuje do Váhu a jeho aluviálnych náplavov. Poukazujú na to výsledky hydrogeologického prieskumu náplavov Váhu medzi Liptovskou Porúbkou a Kráľovou Lehotou o mocnosti 9,0—10,5 m priamo na dolomitoch vrchného triasu, z ktorých bol zaznamenaný prítok vody do alúvia. Vzájomnú komunikáciu podzemných vôd karbonátového komplexu s podzemnými vodami aluviálnych sedimentov potvrdzujú i pramene vyvierajúce v údolnej nive Váhu, ktorých sumárna výdatnosť v auguste 1970, zistená hydrometrickými prácami bola 38,0 l/s a celková mineralizácia vody bola 344,0—348,0 mg/l.

Kvantitatívne možnosti využitia podzemných vôd územia

Na základe predchádzajúcich hodnotení možno podať súhrn zásob vodohospodársky využiteľných podzemných vôd a vymedziť prognózne lokality v jednotlivých hydrogeologicky významných oblastiach. Za využiteľné množstvo podzemných vôd (tab. 20) považujeme ich zistené minimum.

a) Karbonátový komplex série Veľkého Boku v oblasti Liptov-

skej Tepličky vo v. časti hodnoteného územia je odvodňovaný množstvom prameňov a prestupmi podzemných vôd do povrchových tokov. V období, minima je 292,0 l/s podzemných vôd sústredených v 7 prameňoch (2 Tepličká-Macová, Veľký a Malý Brunov, Rovienky, Pod sútokom), ktoré sú sústavne pozorované, 55,0 l/s v ďalších 5 prameňoch (Hranovnica, Bystrá a ďalšie), ktoré sú pozorované nesústavne. Ďalších cca 80,0 l/s vyviera vo vodohospodársky bezvýznamných prameňoch s výdatnosťami pod 3,0 l/s. Rozptýlené sú po celej štruktúre, avšak väčšinou (asi 50,0 l/s) môžu byť zachytené vrtmi, situovanými na zachytenie podzemných vôd prestupujúcich do Čierneho Váhu a Ždiarskeho potoka, ako to dokumentoval vrt HK-4 v údolí Čierneho Váhu j. od Liptovskej Tepličky. Týmto vrtom bolo overené 51,2 l/s podzemných vôd. Po zistení rozkyvov výdatnosti prameňov, ktoré doposiaľ neboli sústavne sledované, možno ich všetky považovať za vhodné zdroje pre vodohospodárske využitie. Ďalšími potenciálnymi zdrojmi vody sú podzemné vody prestupujúce do povrchových tokov. Podzemné vody sa najviac sústreďujú vo forme prestupu do Čierneho Váhu pod sútokom so Ždiarskym potokom. V extrémne suchom zimnom období (február 1973) bol zaznamenaný minimálny prestup 75,0 l/s

Prehľad zásob podzemných vôd l/s

Tab uľka 20

Štruktúra, oblasť	Overené	Prognózne		z nich využité	Celkové množstvo podzemných vôd
		čiastočne overené	neoverené		
Karbonáty série V. Boku v oblasti L. Tepličky	393,0	207,0	70,0	—	650,0
Karbonáty v oblasti Svitu	180,0	27,0	20,0	142,0	227,0
Karbonáty čiernovážskej série medzi Šuňavou a Ipolticou	—	37,0	—	—	37,0
Karbonáty choč. príkrovu medzi Važcom-Svarínom	64,0	217,0	—	—	281,0
Karbonáty choč. príkorvu medzi Ilanovskou a Boc. dol.	141,0	218,0	40—125	40,0	399,0—484,0
Vrchnotriasové dolomity v oblasti Kráľovej Lehoty	22,0	244,0	130,0	8,0	396,0
Tektonický styk série V. Boku a melafýrovej série	—	52,0	—	—	52,0
Karbonáty uprostred kryštalinika	—	50,0	—	—	50,0
Celkové množstvo	800,0	1052,0	260,0—345,0	190,0	2092,0—2177,0

podzemných vôd. Prestup sa väčšinou pohyboval od 100,0 do 420,0 l/s, z ktorých 2 vrty (VZ Bratislava) dokumentovali 50,0 l/s (I. Valušiak 1973).

Ďalších 63,0—79,0 l/s prestupuje do Ždiarskeho potoka sv. od prameňa Macová po hájovňu Ždiar. Asi 64,0—119,0 l/s prestupuje do potoka Teplička v oblasti prameňa Teplička až po obec Liptovská Teplička.

Na základe výsledkov základného výskumu možno predbežne počítať s využitím približne 650,0 l/s puklinovo-krasových vôd z tejto štruktúry.

V súčasnosti sa už zachytávajú pramene (Teplička, Macová) pre skupinový vodovod Poprad. Spresnenie uvedených výsledkov treba overiť detailným prieskumom.

b) Na území chočského príkrovu je niekoľko hydrogeologicky významných oblastí s puklinovo-krasovými vodami. Komplex karbonátov medzi Svitom a Spišskou Teplicou, ako bolo uvedené v predchádzajúcich kapitolách, je odvodňovaný prameňmi o celkovej výdatnosti 167,0—235,0 l/s, z toho v prameňoch s výdatnosťou nad 3,0 l/s—157,0 l/s. Zachytený a využívaný je len jeden prameň „Nové okno" o výdatnosti 142,0—185 l/s. Dosiaľ zostáva nezachytených a nevyužitých 15,0 l/s v dvoch prameňoch. Tento údaj treba upresniť sústavným pozorovaním výdatnosti týchto prameňov.

Časť vôd prestupuje do rieky Poprad a jeho prítokov, hlavne v oblasti Svitu a Lučivnej. Podľa hydrometrických prác je to 40,0—80,0 l/s podzemných vôd. Časť týchto vôd bola zachytená vrtmi (Vodné zdroje Bratislava) v oblasti v. a z. od Lučivnej, kde z dvoch vrtov bolo čerpané 18,0 l/s podzemných vôd (I. Valušiak 1973). Dosiaľ nebol zistený vzťah karbonátov ku glaciálnym sedimentom predpolia Vysokých Tatier, s ktorými sa bezprostredne stýkajú v oblasti Lučivnej a ktoré môžu znamenať ďalší prínos v získaní nových zdrojov podzemných vôd, hlavne v oblasti medzi Svitom a Mengušovcami.

Podstatná časť podzemných vôd je koncentrovaná v oblasti styku karbonátov s paleogénom medzi Svitom a Spišskou Teplicou. Z bilančného hodnotenia vyplýva, že ďalšia časť podzemných vôd, a to asi 40,0—50,0 l/s, preniká pod kotlinu v týchto miestach. Z nich 21,0 l/s bolo už overené hydrogeologickými vrtmi v oblasti jz. od Spišskej Teplice. Severnejšiu časť tejto oblasti treba ešte preskúmať. Možno počítať s využitím asi 86,0 l/s podzemných vôd.

Komplex karbonátov čiernovážskej série v oblasti medzi Šuňavou a údolím Ipoltice je odvodňovaný piatimi prameňmi v celkovej výdatnosti 22,0—35,0 l/s podzemných vôd, z čoho 15,0 l/s pripadá na dva pramene s výdatnosťou 3,0 l/s, ktoré dosiaľ nie sú využité. 22,0 až 24,5 l/s podzemných vôd prestupovalo do potoka jz. od Vyšnej Šuňavy, z ktorých by bolo možné využiť asi 22,0 l/s. Všetky tieto údaje pochádzajú z nesústavného merania a žiadajú si spresnenie niekoľkoročným pozorovaním. Podstatná časť podzemných vôd tejto štruktúry je odvodňovaná Čiernym Váhom, kde boli zistené prestupy od 77,0 do 240,0 l/s podzemných vôd. Vzhľadom na to, že ide o prestupy podzemných vôd rozptýlené po celej dĺžke narezania karbonátov Čiernym Váhom, je veľmi problematické počítať s nimi pre vodohospodárske využitie, a preto uvažujeme s využitím iba 37,0 l/s podzemných vôd.

Karbonáty bielovážskej a čiernovážskej série medzi Važcom a Svarínom majú veľmi komplikované hydrogeologické pomery. Celkove je komplex odvodňovaný prameňmi o úhrnnej výdatnosti 130,0 až 453,0 l/s, z toho v 5 prameňoch s výdatnosťou nad 3,0 l/s o celkovej výdatnosti 119,0 až 429,0 l/s. Ďalšia časť bola zdokumentovaná vo forme prestupov do Bieleho Váhu medzi

Važcom a Východnou o výdatnosti 23,0—171,0 l/s a do Čierneho Váhu pri Nižnom Chmelienci, kde bol v suchom období (jún 1968) nameraný prestup 90,0 l/s podzemných vôd. Z tohto množstva pri prieskume pre elektráreň na Čiernom Váhu (A. Gíret 1969) bolo overené plytkým vrtom 31,2 l/s podzemných vôd, ktoré prestupujú z mezozoika do alúvia Čierneho Váhu pri Nižnom Chmelienci. Pri vyústení sútesky Čierneho Váhu pri Svaríne z jedného vrtu v alúviu sa čerpalo 17,7 l/s podzemných vôd (M. Banský 1972), ktoré sú podľa chemizmu dopĺňané z mezozoika. Túto oblasť možno bližšie zhodnotiť zavedením sústavného pozorovania prameňov, overením prestupov do toku a zistením miest výstupu ponárajúcich sa vôd Čierneho Váhu v súteske pri Svaríne. Zatiaľ možno orientačne uvažovať s vodohospodársky využiteľným množstvom 281,0 l/s podzemných vôd, musí byť však spresnené detailným prieskumom.

Karbonatický komplex bielovážskej série medzi Ilanovskou dolinou a údolím potoka Boca je ďalšou potencionálnou oblasťou z hľadiska využiteľných zdrojov puklinovo-krasových vôd. Odvodňovaný je hlavne v troch oblastiach, a to predovšetkým v Jánskej doline, v oblasti Liptovská Porúbka — Liptovský Hrádok a j. od Závažnej Poruby. Z celkového odtoku vôd vystupujúcich na povrch, ktorý v hydrogeologických rokoch 1970—1972 bol minimálne 327,6 l/s (február 1972) a ktorý možno v celej výške považovať za podzemné vody, bolo odobrané na zásobovanie iba 40,0 l/s (podľa údajov Slovenských vodární a kanalizácií, závod Liptovský Mikuláš), a to zo 7 zachytených prameňov. Celkove z karbonátov odvádza 13 prameňov s výdatnosťou nad 3,0 l/s minimálne 109,0 l/s podzemných vôd. Značná časť prestupuje do povrchového toku Štiavnice, hlavne v južnej časti Jánskej doliny, kde sa zistené prestupy pohybovali do 157,0 do 420,0 l/s v ustálenom bezzrážkovom období. V tom istom období sa zistilo, že prestupy do potoka Boca sa pohybujú od 0,0 l/s do 200,0 l/s. Z uvedeného vidieť, že podzemné vody hodnotených karbonátov sú zatiaľ nedostatočne využité. Na nevyužitom množstve sa podieľajú neúplne využité zachytené pramene, kde je rezerva minimálne asi 27,0 l/s, ďalej nezachytené význačné pramene v južnej časti Jánskej doliny s celkovou výdatnosťou od 61,0 do 116,0 l/s. Z ďalších zdrojov sú to skryté prestupy do potoka Štiavnice. Z bilančného hodnotenia vyplýva, že minimálne 160—250,0 l/s podzemných vôd prestupuje do kvartérnych sedimentov Liptovskej kotliny a pod paleogénnu výplň kotliny. Z tohto množstva 33,0 l/s vystupuje v prameňoch pri Liptovskej Porúbke, 32,2 l/s podzemných vôd dokumentoval hydrogeologický vrt HK-5 pri Liptovskej Porúbke a 61,0 l/s podzemných vôd vrt Rudolf na j. okraji Liptovského Jána (A. Porubský — J. Litva 1968). Ešte teda možno počítať s ďalšími cca 40,0 až 125,0 l/s v Jánskej doline a v oblasti Liptovskej Porúbky pri styku karbonátov s nadložnými lunzskými vrstvami.

V hodnotení nie je zahrnutá vyvieračka Hlboké v Jánskej doline s výdatnosťou 548,4—1181,3 l/s, z ktorej 15—20%, t. j. asi 115,0 l/s sú podzemné vody, ostatná časť sú povrchové vody.

Vrchnotriasové dolomity v širšom okolí Kráľovej Lehoty sú ďalšou vodohospodársky prognóznou oblasťou. Z plochy 41,3 km² odtekalo celkove v prameňoch iba 25,0 až 53,0 l/s podzemných vôd. Z tohto množstva iba dva pramene majú väčšiu výdatnosť ako 3,0 l/s, čo celkove predstavuje 15,0—25,0 l/s podzemných vôd. Z toho je vodohospodársky využívaný iba prameň pri moteli Hybe. Celkove sa z tejto oblasti využíva asi 8,0 l/s podzemných vôd. Pod-

statná časť vôd, ako poukazujú výsledky opakovaných meraní povrchových tokov, prestupuje do vodných tokov. Zistilo sa, že do Bieleho Váhu prestupovalo asi 0,0 až 217,0 l/s, do Čierneho Váhu, hlavne pri sútoku s Bielym Váhom, od 177,0 do 207,0 l/s, do Hybice v oblasti pod motelom Hybe od 35,0 do 113,0 l/s a do Boce po závod Preglejka v Kráľovej Lehote od 35,0 do 196,0 l/s vody.

Z tohto množstva v údolí Boce zachytil plytký vrt 17,0 l/s podzemných vôd (A. Tužinský 1972). Z orientačného bilančného hodnotenia vyplýva, že ďalšie časť prestupuje do kvartérnych sedimentov Váhu.

Prognózne možno počítať ešte asi so 130,0 l/s, a to v údolnej nive Váhu, hlavne z. od Kráľovej Lehoty a na styku karbonátov s nadložným súvrstvím paleogénu Liptovskej kotliny v údolí Hybice.

c) Z vodohospodárskeho hľadiska si zasluhuje pozornosť aj tektonický styk série Veľkého Boku s nadložnou melafýrovou sériou od Benkovského potoka až po údolie potoka Hodruša, na ktorom sa nachádza 7 prameňov s výdatnosťami vyššími ako 3,0 l/s. Ich celková výdatnosť sa podľa nesústavného merania pohybovala od 52,0 do 302,0 l/s. Ani jeden prameň zatiaľ nie je využitý.

d) Niekoľko významnejších prameňov vyviera i z karbonátov obalového mezozoika, nachádzajúcich sa buď vo forme krýh alebo synklinál uprostred kryštalinika v jz. časti územia. Najväčšiu výdatnosť dosahujú pramene z. od Vyšnej Boce, odvodňujúce časť synklinály Trangošky. Jednorazove zistená výdatnosť prameňa bola 47,0 l/s (apríl 1973).

Ďalšie dva väčšie pramene vyvierajú z kryhy karbonátov o ploche 0,5 km^2 v údolí potoka Hodruša. Ich výdatnosť sa podľa výsledkov nesústavného pozorovania pohybuje od 2,5 do 79,6 l/s a prestupy podzemných vôd do potoka Hodruša od 0,0 do 32,0 l/s. Pramene dosiaľ nie sú využívané.

V závere tejto kapitoly je podaný prehľad o zásobách využiteľných podzemných vôd v jednotlivých hodnotených oblastiach (tabuľka 20). Údaje v tabuľke sú rozdelené na základe stupňa overenia na overené, kde vychádzame z dlhodobých sústavných pozorovaní prameňov a z čerpacích skúšok vrtov, na čiastočne overené na základe nesústavných pozorovaní prameňov a niekoľkokrát opakovaných hydrometrických meraní a na neoverené, u ktorých sú údaje získané z jednorázových meraní prameňov, na základe hydrogeologických predpokladov a hydrologickej bilancie hodnoteného územia.

Celkove bolo v území zdokumentované 1990,0—2075,0 l/s vodohospodársky využiteľných puklinovo-krasových vôd. Ďalších 52,0 l/s bolo v prameňoch na tektonickom styku série Veľkého Boku s melafýrovou sériou a cca 50,0 l/s z karbonátov mezozoika zavrásnených uprostred kryštalinika, čo celkove predstavuje 2092,0 až 2177,0 l/s prognóznych zásob podzemných vôd. Z tohto množstva je dosiaľ využívané iba asi 190,0 l/s, čo len zvýrazňuje vodohospodársky význam tohto územia.

Na základe výsledkov hydrogeologického výskumu možno karbonátové komplexy chočského príkrovu a série Veľkého Boku hodnotiť ako významné zásobárne nových zdrojov podzemných vôd. Geologická stavba územia však okrem toho umožňuje v niektorých štruktúrach využívať i podzemné vody z aluviálnych sedimentov, napríklad Čierneho Váhu v oblasti Liptovskej Tepličky alebo Váhu v oblasti Liptovskej Porúbky a Kráľovej Lehoty. Vzájomnou kombináciou odberu vôd môžu puklinovo-krasové vody priaznivo ovplyvňovať kvalitatívne vlastnosti podzemných vôd kvartérnych sedimentov. Podzemné vody možno využiť jednak zachytením významných prameňov

a jednak zachytením nesústredených výverov a vôd prestupujúcich do povrchových tokov, resp. do sedimentov priľahlej Liptovskej a Popradskej kotliny pomocou vrtov alebo štôlní. Pritom je možné využiť aj statické zásoby na vyrovnávanie odberu podzemných vôd v období minima.

Do tlače odporučili: A. Biely a A. Porubský.

Literatúra

BANSKÝ, M. — NEVICKÝ, V. 1971: PVE Čierny Váh — Horná nádrž. Manuskript-Geofond. Bratislava.

BIELY, A. 1956: Správa o základnom geologickom výskume na SV svahoch Kráľovej hole. Manuskript-archív GÚDŠ, s. 35. Bratislava.

BIELY, A. 1958: Výskyt jury v chočskom príkrove južne od Východnej. Geologické práce, Správy 13. s. 43—46, Bratislava.

BIELY, A. 1960: Chočský príkrov na severných svahoch Nízkych Tatier. Geologické práce, Správy 20, s. 127—134. Bratislava.

BIELY, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových" zón vo veporidách. Geologické práce, Správy 21. s. 109—126. Bratislava.

BIELY, A. 1962: Niekoľko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tríbča. Geologické práce, Zošit 62, s. 205—218. Bratislava.

BIELY, A. 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč-Einheit. Geologické práce, Správy 28, s. 69—78. Bratislava.

BIELY, A. 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. Geologické práce, Správy 34, s. 71—74. Bratislava.

CALLAHAN, J. T. et al. 1960: Hydrogeology of limestone terrane in southwestern Georgia. Bull. Geol. Soc. Amer, 71, č. 12, časť 2, 80 s. New York.

CASTANY, G. 1963: Traité pratique des eaux souterraines. Dunad, s. 657. Paris.

CIBULKA, L. 1972: Podrobný hydrogeologický prieskum náplavov Váhu v úseku L. Porúbka — Kráľova Lehota. Manuskript-archív VZ, s. 56. Prešov.

ČILLÍK, I. 1955: Záverečná správa a výpočet zásob Vyšná Boca. Manuskript — Geofond s. 80, Bratislava.

DROPPA, A. 1962: Speleologický výskum Važeckého krasu. Geografický časopis. s. 264—293. Bratislava.

DROPPA, A. 1963: Krasové javy v okolí Liptovskej Tepličky. Slovenský kras. s. 46—56. Liptovský Mikuláš.

ĎUROVIČ, V. 1968: Geologicko-petrografický výskum vulkanogénno-sedimentárnej (melafýrovej) série na SV svahoch N. Tatier. Manuskript-archív Katedry petrografie. Bratislava.

FUSÁN, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Vysoké Tatry. Geofond. Bratislava.

GÍRET, A. 1969: PVE Čierny Váh, doplňujúci hydrogeologický prieskum. Manuskript-Geofond. Bratislava.

HANZEL, V. 1968: Nálezová správa o zdrojoch podzemných vôd v oblasti L. Tepličky. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

HANZEL, V. 1969: Nálezová správa o zdrojoch podzemných vôd v širšom okolí Lipt. Porúbky. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

HANZEL, V. 1970: Puklinovo-krasové vody série Veľkého Boku. Geologické práce, Správy 53. s. 5—20. Bratislava.
HANZEL, V. 1973: Hydrogeologický výskum chočského príkrovu a série Veľkého Boku Nízkych Tatier. Záverečná správa. Manuskript-Geofond. Bratislava.
HANZEL, V. 1973: Puklinovo-krasové vody Jánskej doliny v Nízkych Tatrách. Geologický průzkum, 15, č. 7, s. 208—211. Praha.
HANZEL, V. 1974: Puklinovo-krasové vody SV svahov Nízkych Tatier. Zborník referátov z X. zjazdu KBGA, s. 10. Bratislava.
HANZEL, V. — GAZDA, S. 1971: Niektoré poznatky o režime puklinovo-krasových vôd SV svahov Nízkych Tatier. Geologické práce, Správy 56, s. 5—25. Bratislava.
HANZEL, V. — KULLMAN, E. 1970: Hydrogeologické a vodohospodárske hodnotenie krasových vôd Nízkych Tatier. Manuskript-archív RVT. Bratislava.
HANZEL, V. — KULLMAN, E. 1971: Zhodnotenie možnosti získania podzemných vôd pre zásobovanie Spišskej Novej Vsi a Popradu vodou. Manuskript-archív Ministerstva lesného a vodného hospodárstva. Bratislava.
HANÁK, L. — BANSKÝ, M. 1972: PVE Čierny Váh — objekty zariadenia staveniska. Manuskript-Geofond. Bratislava.
JEZNÝ, P. 1959: Speleologický výskum Jánskej doliny. Slovenský kras. Zborník Múzea Slovenského krasu. s. 156—157. Lipt. Mikuláš.
KOLEKTÍV AUTOROV, 1958: Atlas podnebia ČSR. Praha.
KUBÍNY, D. 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. Geologické práce, Správy 16, s. 143—176. Bratislava.
KULLMAN, E. 1965: Špecifické odtoky podzemných vôd Západných Karpát a možnosť ich využitia pri riešení základných hg. otázok. Sborník geolog. vied, rada HIG, zv. 3, s. 169—187. Praha.
LEHOTSKÝ, I. — HANZEL, V. et al. 1969: Záverečná správa za list Pohorelá 1 : 50 000. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
LEHOTSKÝ, I. — HANZEL, V. — PETRO, M. 1971: Záverečná správa za list Veľký Bok 1 : 25 000. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
LITVA, J. 1964: Vybudovanie zachytávacieho vrtu termálnej vody v Lipt. Jáne. Manuskript-archív IGHP. Žilina.
LITVA, J. 1965: Režimné pozorovanie minerálnych prameňov v Lipt. Jáne. Manuskript-archív IGHP. Žilina.
LITVA, J. 1967: Minerálne — termálne vody Jánskej doliny. Diplomová práca. Archív IGHP. Žilina.
MAHEĽ, M. 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geologické práce. Zošit 55, s. 61—82. Bratislava.
MAHEĽ, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Banská Bystrica. ÚÚG, s. 270. Bratislava.
MAHEĽ, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce SGÚ, Zošit 27, s. 84, Bratislava.
MÁJOVSKÝ, J. — TKÁČOVÁ, H. 1972: Geofyzikálny výskum Liptovskej kotliny. Ročná správa. Archív GÚDŠ. Bratislava.
MALÝ, J. 1973: Lipt. Teplička — záchyt prameňa. Manuskript-archív IGHP. Žilina.
MAZÚR, E. — JAKAL, J. 1968: Typologické členenie krasových oblastí na Slovensku. Slovenský kras, 7, 1967—1968, s. 5—40. Lipt. Mikuláš.
MAKSIMOVIČ, G. A. 1959: Osnovnyje typy i modul podzemnogo stoka karstovych oblastej. Doklady AN ZSSR, zv. 127, č. 5, s. 72—78.
MELIORIS, L. — TOMLAIN, J. 1973: Niektoré výsledky aplikácie hydrometeorologic-

kých metód pri riešení hydrogeologických pomerov Západných Tatier. Acta geologica et geographica UK, Geologica, č. 25. s. 47—67. Bratislava.
POLÁŠEK, S. 1965: Inžiniersko-geologické pomery PVE Čierny Váh. Manuskript-Geofond. Bratislava.
PORUBSKÝ, A. 1958: Predbežný hydrogeologický posudok minerálnych prameňov v Lipt. Jáne. Manuskript-archív IGHP. Žilina.
PORUBSKÝ, A. 1968: Liptovskojánska žriedelná štruktúra a krasové vody. Slovenský kras. 6, s. 28—36. Lipt. Mikuláš.
PORUBSKÝ, A. — LITVA, J. 1962: Hydrogeologické meranie termálnej vody v Liptovskom Jáne. Manuskript-archív IGHP. Žilina.
PORUBSKÝ, A. 1959: Hydrogeologický výskum minerálnych prameňov v Lipt. Jáne. Manuskript-archív IGHP. Žilina.
PUOBIŠ, V. 1957: Správa o geologickom mapovaní Veľkého Boku. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
ROTH, Z. 1938: Geologické poměry okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpravy České akademie věd a umění, třída II, 48, č. 13, s. 23. Praha.
SRNÁNEK, J. 1962: Inžiniersko-geologická štúdia Čierneho Váhu. Manuskript-Geofond. s. 65. Bratislava.
STRUŇÁK, V. 1964: O minerálnych prameňoch v oblasti Gánovce—Hôrka. Geologické práce, Správy 32, s. 165—188. Bratislava.
ŠUBA, J. 1965: Hydrogeologický prieskum náplavov Váhu v úseku Okoličné — Uhorská Ves a náplavov Belej v úseku Dovalovo-Vavrišovo. Manuskript-Geofond, s. 90. Bratislava.
TOMLAIN, J. 1965: Priestorové a časové rozloženie výparu z povrchu pôdy na území ČSSR. Geografický časopis, 17, č. 3, s. 240—253. Bratislava.
TUŽINSKÝ, A. et al. 1972: Liptovská kotlina — hydrogeologický prieskum. Manuskript-Geofond. Bratislava.
TUŽINSKÝ, A. 1972: Kráľova Lehota — obalovačka, hydrogeologický prieskum. Manuskript-Geofond. Bratislava.
VALUŠIAK, I. 1973: Liptovská Teplička — vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu. Manuskript-archív VZ. Bratislava.
ZELMAN, J. 1967: Vzťah geologickej stavby a drobných štruktúr série Veľkého Boku na SV svahoch Nízkych Tatier. Acta geologica et geographica UK, Geologica, č. 12, s. 19—36. Bratislava.
ZOGOVIČ, D. 1962: Geološki sestav i hidrogeološke odlike Mljeta Knjiga II, serija B, s. 45—75. Beograd.

V. Hanzel

Ground waters of the Choč mantle and the Veľký Bok series on the north -east slopes of the High Tatras

Summary of the Slovak text

The presented work is evaluating the results obtained by fundamental hydrogeological investigation of the Low Tatra north-eastern slopes.

This mountain part is built by the crystalline core, overlain by a Mesozoic mantle

represented by an autochthonous mantle unit and by the overlapping units of the Veľký Bok series and the Choč mantle.

From the hydrogeological view point the most important are the calcareous-dolomitic Mesozoic complexes, which are a remarkable accumulator of the territory fissured karst waters and so the main objective of the work tends to their evaluation. Their regime is considerably dependent on rock permeability, conditioned by karstification mainly of middle-Triassic limestones and strong tectonical disturbance of Triassic dolomites. However, limestones and dolomites very frequently alternate and so the permeability of rock is a result of combined karst and fissure permeability which the ground waters also reflected. The fissure-karst regime while forming is manifest also by the effect of little water-bearing crystalline rocks (granitoids, crystalline shales) and of melaphyre series (sandstones, shales, melaphyres), representing a vast part of the Choč mantle. Their ground waters in the work are evaluated only in an abridged form.

The intricate geological conditions of the territory shattered the regime of the fissure-karst waters into several smaller structures, differing between themselves by a variety of tectonic styles affecting differently the flow and the regime of ground waters (Fig. 1).

The complex of Triassic dolomites, less Jurassic limestones covering an area of 42.4 km^2 in the region of Liptovská Teplička forms an important structure of fissure-karst waters in the Veľký Bok series. It forms a structure hydrogeologically closed in the underlying crystalline rocks and in the overlying melaphyre series, which helped to form out of it drainage of a vast territory. All the ground waters of the structure emerge to the surface in the form of 9 considerable springs of a yield ranging from 20 to 415.7 l/s and of other smaller springs. The major part of ground waters flow through hidden passages to surficial water courses of the Čierny Váh, the Ždiarsky potok and the Teplička, as documented by extensive hydrometric works (app. No. 2). The considerable water-bearing of the structure was also confirmed by a hydrogeological borehole, from which at drawdown by 9.40 m an amount of 51.2 l/s groundwaters was pumped. The work contains a detailed evaluation of ground and surficial water relationship (app. No. 2). From the balance evaluation of the structure it follows (Tab. 12) that an average of 1.673 l/s groundwaters and surficial waters ran off from the territory and an amount of 186 l/s remained for the ground-water renewal in the structure during the years 1970—1972. An average of 32.8 % atmospheric waters evaporated. A minimum specific groundwater outflow ranged from 7.5 to 10. 1. l/s/km^2.

An independent evaluation of the Choč mantle fissure-karst waters is made further on in the work. A complicated tectonic texture of the mantle and an alternation of geologically strong permeable carbonates with impermeable rocks caused the division of the Choč mantle into 5 smaller structures (Fig. 1). The Choč mantle accuses an intricate fold texture and is monoclinally inclined towards the North with fronts dipping below the Paleogene sediments (sandstones, shales) of the Liptov and Poprad basin. The geological structure is thus forming the preconditions for the fissure-karst waters to flow into the adjoining basins and this is why one of the biggest problems is the detection of the quality of deep flowing groundwaters into adjacent basins.

The Triassic limestones and dolomites of the Čierny Váh and Biely Váh series are the most important groundwater collectors in the five structures. They are drained by a quantity of springs, meanwhile the biggest one is the „Nové okno" attaining a yield of 185 l/s and generally the biggest spring of the territory, yielding 548 to 1.181 l/s, in about 80 % is supplied by the surficial waters, lost by the Štiavnica brook. The spring yields in individual years are given in Tab. 7. Extensive hydrometric measurements of surficial water courses under various climatic conditions confirmed extensive flows of fissure-karst

waters into surficial water courses, cutting slant-wise the carbonates of individual textures. The biggest groundwater passages detected were into the Čierny Váh and Biely Váh rivers, the Štiavnica brook, the Hybica brook, the Poprad river, etc. These water passages in individual sectors ranged from 30 to 400 l/s. Based on these measurements a ground ans surficial water relationship map (app. No. 2) was set up, documenting the importance of water economy sectors of ground water flow into water courses, but also the sectors of ground water losses from the surficial water courses.

The solution of the problem of fissure-karst water flow into adjacent basins was realized by the balance-hydrometric method. For this purpose a network of measuring objects to observe the water outflow was constructed in several structures. These problems are evaluated in detail in the following part of the paper. From the balance evaluation it follows that the biggest groundwater outflows into the basin come from the Middle--Triassic limestones and dolomites of the Biely Váh series in the western part of the studied territory, covering an area of 62.5 km². Their balance evaluation is given in Tab. 18. During the years of 1970—1972 in this texture 48. 6 to 53.3 % of the atmospheric waters formed the documented ground and surficial water outflow, 27. 4 to 38.4 % the evaporation, which was calculated according to the formula of L. Turec and about 8.3 to 24 % formed the texture renewal resource and the groundwater outflow into the basin, which represents about 160 to 250 l/s of groundwaters. These facts were confirmed also by boreholes. The said structure is an infiltration area of thermal waters of the Janská spring strucure, where by a hydrogeological borehole in Liptovský Ján it gave 61 l/s groundwater at the temperature of 28. 6 °C (A. Porubský 1968).

There were similarly documented considerable groundwater flows into the basin from the upper-Triassic dolomites in the Kráľová Lehota area and from the Triassic carbonates in the Svit area (33.0 km²). From the balance evaluation of the structure in the Svit area it follows that about 40—50 l/s groundwaters flow below the Paleogene sediments of the Poprad basin, from which one part contributes to the formation of thermal waters for the Gánovce Spa.

The concluding part of the paper gives an evaluation of possibilities for an economic use of the ground waters and a prognostic water economy figures of ground-water resources in individual structures (Tab. 20). In the area there was documented a total of 2.092 to 2.177 l/s of prognostic resources of karst-fissure waters, from which about 190 l/s are being presently used.

Explanations to the Enclosures:

Encl. 1 (see page 16)
A schematic hydrogeological map of the Low Tatra northstern part. Drawn by V. Hanzel 1973 (using the GÚDŠ hydrogeological maps M = 1 : 50 000, intermediate scale of complementary maps).
Encl. 2 (see page 32)
Map of relationship between ground- and surficial waters in the karst areas of the Low Tatra north-eastern part (condition between August 21, 1967 and October 26, 1967). Set up by V. Hanzel 1973.

Translated by E. Bleho

Západné Karpaty-séria hydrogeológia a inž. geológia	1	str. 65—113	GÚDŠ	Bratislava	1974

551.49 (437.6)

Eugen Kullman — Michal Zakovič

Hydrogeológia Chočského pohoria

14 obr. v texte, 2 farebné prílohy, anglické resumé

Abstract. The presented paper is giving a fundamental hydrogeological evaluation of ground waters of the Choč mountain range, the evaluation of relationships between ground and surficial waters, the delimitation of important hydrogeological structures. It presents an approximate hydrological balance, evaluation of the regime and recharge of ground waters in individual structures and delimits the water economy of the most prognostic karst water areas including prognosis.

Úvod

Narastajúca potreba pitných a úžitkových vôd kladie vysoké nároky na zabezpečovanie nových vodohospodársky využiteľných zdrojov podzemných vôd. V posledných rokoch sa pri vyhľadávaní takýchto zdrojov venuje zvýšená pozornosť pohoriam, najmä ich vápencovo-dolomitickým komplexom, ktoré sú významnou zásobárňou dosiaľ nie v plnej miere využitých puklinovo-krasových a krasových vôd.

Takéto je i Chočské pohorie. V rokoch 1968—1972 urobil Geologický ústav Dionýza Štúra základný hydrogeologický výskum a vypracoval ocenenie využiteľných zdrojov podzemných vôd. S výnimkou termominerálnych vôd v Lúčkach táto oblasť dovtedy vôbec nebola hydrogeologicky preskúmaná. I tu boli hydrogeologické hodnotenia zamerané výlučne na oblasť ich výstupu na povrch.

Predložená práca podáva súbor doterajších hydrogeologických poznatkov o tomto pohorí. Vychádzala zo zhodnotenia geologických pomerov pohoria vo vzťahu k hydrogeológii a zo základného hydrogeologického mapovania. Na tieto poznatky nadviazalo štúdium tektoniky a skrasovatenia, ako aj hodnotenie vzťahov povrchových a podzemných vôd. HMÚ Bratislava robil zároveň v potrebnom rozsahu sústavné merania odtoku, ktoré slúžili na zostavenie hydrologických bilancií a zrážkovo-odtokových vzťahov. Z ich výsledkov

Ing. E. Kullman, CSc. — RNDr. M. Zakovič, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

spolu s hodnotením zrážok a celkového výparu boli zostavené krátkodobé hydrologické bilancie vybraných oblastí. Na základe výsledkov týchto prác sme v pohorí vymedzili hydrogeologicky významné oblasti, zhodnotili režim ich podzemných vôd, podmienky doplňania a podali prognózy využiteľných zdrojov podzemných vôd v nich.

Stručný prehľad orografických, morfologických, geologických a klimatických pomerov územia

Orografické a morfologické pomery

Chočské pohorie tvorí neširoký mezozoický pruh — popaleogénnu megaantiklinálu medzi v. okrajom Malej Fatry a z. okrajom Západných Tatier. Zo severu je ohraničené popaleogénnou megasynklinálou. Východnú hranicu pohoria so Západnými Tatrami tvorí hlboko zarezaná Suchá dolina. Vzhľadom na to, že táto hranica je iba morfologická, do hodnotenia celkových hydrogeologických pomerov bola v rámci Chočského pohoria zahrnutá i časť mezozoika Západných Tatier, a to v. od Suchej doliny až po jeho styk s kryštalinikom. Z juhu Chočské pohorie a príslušná časť Západných Tatier sú ohraničené morfologicky výraznými zlomovými poruchami voči megasynklinále Liptovskej kotliny (M. Maheľ 1967). Juhozápadnú a západnú hranicu tvoria úzke prelomové doliny Váhu a Oravy.

Chočské pohorie je pokračovaním tatranskej popaleogénnej megaantiklinály. Vytvorené je z mezozoických sedimentov rozdielneho litologického charakteru, čo sa výrazne odráža na morfologickom charaktere územia, ktoré má veľmi pestrý reliéf. V mäkkých mezozoických horninách, ako sú bridličnaté súvrstvia lunzu, keuperu, ako aj kriedové, slienito-vápencové a bridličnaté súvrstvia, sú údolia prevažne široké a svahy mierne modelované. V tvrdých horninách, hlavne vo vápencoch a sčasti i v dolomitoch, majú údolia tvar zovretých až kaňonovitých dolín so strmými svahmi. Podľa J. Hromádku (1956) Chočské pohorie sa vyznačuje silne rozčleneným reliéfom s hlbokými kaňonovitými dolinami, založenými sčasti na priečnych zlomových poruchách (dolina Likavky, Ráztočna, Prosečianky). Liptovské potoky sa spätnou eróziou prerezali až na oravskú stranu pohoria a rozdelili ho na jedenásť malých skupín.

Členitosť reliéfu zvýrazňujú tektonické kryhy chočského príkrovu ležiace na plastických kriedových súvrstviach krížňanského príkrovu. Tento reliéf je výrazný v západnej časti Chočského pohoria, kde vystupujú tektonické kryhy. Rozlohou významnejšie sú kryhy Veľkého Choča, Šípu a Radičinej.

Pretože východná časť je na rozdiel od západnej časti (hodnotená v. časť vlastného Chočského pohoria a priľahlá časť Západných Tatier) zložená z odolnejších hornín, vytvorili sa tu morfologicky hlboko zarezané doliny a kaňony so skalnými stupňami a vodopádmi. Typickými kaňonovitými údoliami sú tu Prosiecka a Kvačianska dolina.

Prehľad geologických a tektonických pomerov

V Chočskom pohorí sú zastúpené súvrstvia troch tektonických jednotiek: tatridy (na východe patria ešte k Západným Tatrám, reprezentuje ich kryšta-

linikum a mezozoický obal), krížňanský príkrov a chočský príkrov. Povrchové rozšírenie jednotlivých tektonických elementov je odrazom pozdĺžneho zvlnenia megaantiklinály Chočského pohoria. Megaantiklinála Západných Tatier západným smerom prudko klesá do pozdĺžnej osovej depresie, ktorej maximum je zhruba v oblasti vrchu Prosečné. Smerom na západ prechádza do osovej elevácie sledovateľnej až po údolie Oravy.

Západná časť pohoria je vytvorená prevažne zo súvrství krížňanského príkrovu. Na povrch vystupujú zväčša jeho intenzívne zvrásnené najmladšie členy (titón-cenoman). Súvrstvia titónsko-aptské sú vytvorené z kalpionelových vápencov, šedých slieňovcov a slienitých vápencov a súvrstvia albsko-cenomanské z šedých slienitých bridlíc, slieňovcov a vápnitých pieskovcov.

Staršie súvrstvia tohto príkrovu vystupujú v tejto časti pohoria na povrch iba v oblastiach Švošov—Komjatná dolina a Lúčky. V oblasti Švošova a Komjatnej doliny je to spôsobené elevácíou jv.-sz. smeru, tiahnúcou sa od Černovej k Švošovu. Sú to prevažne slieňovce, slienité vápence, hľuznaté vápence a rádiolárioyé vápence.

Vystupovanie starších členov krížňanského príkrovu v Lúčkach je podmienené lúčanskou elevácíou, ktorá je na východe obmedzená priečnym zlomom. Je tu odkryté v podstate celé súvrstvie krížňanského príkrovu, začínajúce strednotriasovými dolomitmi, ktoré spolu s jurou zliechovského vývoja sa ponárajú pod neokom vlastného príkrovu (A. Matějka 1935).

Vrstevný sled:

1. strednotriasové sivé, silno porušené dolomity;
2. vrchnotriasové červené, sivé a zelené ílovité, sčasti piesčité bridlice s vložkami a polohami dolomitov, kremitých pieskovcov a kremencov (karpatský keuper);
3. tmavé modrosivé hrubolavicovité vápence a tmavé celistvé slienité vápence (rét);
4. piesčité vápence, vápnité pieskovce, sivé jemnokryštalické vápence, tmavosivé krinoidové vápence, škvrnité vápence a sliene (lias);
5. celistvé radiolárioyé vápence s medzivrstvičkami ílovitých bridlíc a svetlosivé až sivozelené doskovité rádiolárioyé vápence s hľuzami rohovcov (dogger-malm);
6. hrubolavicovité celistvé svetlosivé vápence (titón-berias).

V západnej časti pozdĺž osovej elevácie vystupuje trias chočského príkrovu vo forme tektonických trosiek. Z nich rozlohou najvýznamnejšie sú trosky Veľkého Choča, Radičinej a Šípu. Zložené sú zo strednotriasových (aniských) vápencov, dolomitov a reiflinských vápencov. Podľa geologických štúdií J. Koutka (1935) niektoré majú pomerne zložitú geologickú stavbu, napr. vo v. časti príkrovovej trosky Veľkého Choča sú v aniských vápencoch vytvorené ležaté vrásy.

Východnú časť Chočského pohoria v oblasti pozdĺž osnej depresie budujú prevažne horniny chočského príkrovu. Tvoria nepravidelne sprehýbaný a čiastočne zdigitovaný komplex, v ktorom má pre hydrogeologické pomery základný význam i výškové kolísanie pozdĺžnych osí vrás vlastného komplexu. V mieste maximálnej depresie, t. j. zhruba v oblasti vrchu Prosečno, sú zachované digitácie chočského príkrovu a jeho podklad — vrchné členy krížňan-

ského príkrovu, tu vôbec nevystupujú na povrch (J. Koutek 1935). Smer vrstiev chočského príkrovu v tejto oblasti je prevažne SV—JZ so sklonom 30—50° k SZ. V Kvačianskej doline v dôsledku flexúrneho ohnutia sa smer vrstiev mení na smer S — J.

Podľa J. Mellu (1965) sú medzi Prosečnianskou a Kvačianskou dolinou vytvorené dve digitácie s vrstevným sledom: guttensteinské vápence — strednotriasové dolomity — lunzské vrstvy — „haupt" dolomit. Spodná digitácia tvorí steny kaňonu Kvačianskej doliny a má smer vrstiev S — J s úklonom 20—40° k Z. Vrchná tvorí súvislé skalné steny Prosečného a má smer SV—JZ (J. Mello 1965). Dôkazom toho, že i v tejto časti ležia súvrstvia chočského príkrovu na súvrstviach krížňanského príkrovu, je tektonické okno neokomu krížňanského príkrovu s. od Kvačian — na začiatku Kvačianskej doliny (J. Koutek 1932).

Smerom na S sa chočský príkrov ponára pod paleogénne sedimenty podhalského flyšu. Južné obmedzenie tvorí okrajový prosečniansky zlom (J. Koutek in M. Maheľ 1967). Podľa starších autorov okrajový zlom má úklon k severu. Podľa najnovších výskumných prác P. Grossa (1971) okrajový zlom strmo upadá k juhu.

Najvýchodnejšia časť hodnoteného územia (v. od Suchej doliny) geograficky patrí už k Západným Tatrám. Tvorí prechod z osnej depresie do osnej elevácie — megaantiklinály Tatier. Táto časť územia je geologicky veľmi pestrá. Podľa A. Goreka (1950, 1953) ju buduje kryštalinikum a mezozoické horniny obalovej série, krížňanský a chočský príkrov. Kryštalinikum vystupuje na povrch na v. hranici hodnoteného územia a v dvoch tektonických oknách z. od vyššie uvedenej hranice, v oblasti medzi Babkami a Bielou skalou. Kryštalinikum je na v. okraji zložené zo žúl a kryštalických bridlíc, v tektonických oknách zo žúl. Predstavuje najzápadnejšiu obnaženú časť kryštalického masívu Vysokých Tatier, ktorý prudko klesá k západu pod mezozoické komplexy.

Na kryštalickom jadre ležia mezozoické súvrstvia obalovej vysokotatranskej série, a to organogénne vápence malmu — urgónu a slienité bridlice albu. Tieto súvrstvia ležia na kryštaliniku v obrátenom slede, a to na hranici hodnoteného územia i v tektonickom okne medzi Babkami a Ostrou.

Podstatnú časť tohto územia zaberá krížňanský príkrov, zastúpený strednotriasovými až neokomskými súvrstviami. Stredný trias tvoria tmavosivé lavicovité guttensteinské vápence (vystupujú na povrch v doline Huňového potoka) a svetlosivé až tmavosivé dolomity značnej rozlohy. Miestami ležia v nadloží guttensteinských vápencov, inde v nadloží obalových súvrství (guttensteinské vápence sú vyvalcované) a v doline medzi Sivým vrchom a Ostrou ležia v bezprostrednom nadloží žuly. Keuper je budovaný červenofialovými bridlicami s vložkami pieskovcov a dolomitov. Rét má malú hrúbku (max. 40 m) a je vytvorený z tmavosivých až čiernych vápencov. Súvrstvia jury sú tu zastúpené spodným liasom (grestenské vrstvy). Obsiahnuté sú v ňom krinoidové a oolitické vápence, pieskovce a slienité bridlice. Vyšší lias tvoria škvrnité vápence a sliene, doger — malm, sivé, zelené a červené slienité vápence s polohami rohovcov. Najvyššiu časť tohto súvrstvia, ktorá patrí do malmu — titónu, budujú celistvé bledoružové až svetlé kalpionelové vápence.

V nadloží jurských súvrství sú na značných plochách súvrstvia spodnej

kriedy. Vytvorené sú z tenkolavicovitých slienitých vápencov, bridličnatého súvrstvia s vložkami celistvých vápencov a z tenkovrstevnatých bridlíc. Krížňanský príkrov vytvára viac-menej plochú dosku zvlnenú popaleogénnym vrásnením do vrás smeru JV — SZ až JJV — SSZ, ponárajúcu sa k SZ so sklonom menším ako 40° (M. Maheľ 1967). Mezozoikum krížňanského príkrovu leží v oblasti tektonických okien kryštalinika na obalových súvrstviach albu a malmu až urgónu. Severným smerom sa obalové súvrstvia vytrácajú. Tu krížňanský príkrov leží priamo na kryštalickom masíve. V tejto časti sa krížňanský príkrov nápadne stenčuje a východne od Sivého vrchu sa stráca. Významným tektonickým faktorom pre hydrogeológiu je u tohto príkrovu v doline Suchého potoka k západu prevrátená vrása keuperu, ktorá vystupuje na povrch uprostred dolomitových más.

Chočský príkrov zasahuje do tejto oblasti z východnej časti Chočského pohoria a má podobný tektonický charakter, a to jednak rozsiahlejšie masy, a jednak menšie príkrovové trosky.

V severnej časti územia je pokračovaním rozsiahleho pruhu tiahnúceho sa od Prosieku a Kvačian. Leží tu priamo na súvrstviach krížňanského príkrovu, v sv. časti miestami dokonca priamo na kryštaliniku. V oblasti Holice je uklonený k Z, v oblasti Sivého vrchu leží takmer vodorovne. V tejto oblasti je budovaný strednotriasovými sivými guttensteinskými vápencami, až dolomitickými vápencami, strednotriasovými sivými dolomitmi, reiflinskými rohovcovými vápencami a bridličnatým súvrstvím lunzských vrstiev. V ich nadloží sa nachádzajú vrchnotriasové sivé dolomity a modrosivé organogénne vápence rétu.

Ďalšia rozsiahlejšia časť chočského príkrovu je tektonicky oddelená od vyššie opísaného pruhu, prebiehajúceho od Prosieku a Kvačian sv. smerom. Rozprestiera sa z. od kryhy Babiek a leží prevažne na neokome krížňanského príkrovu. Tektonická stavba tejto časti chočského príkrovu je značne komplikovaná. Komplex je budovaný z takých istých súvrství ako predchádzajúci komplex, a to od strednotriasových vápencov až po bridličnaté súvrstvie lunzských vrstiev.

Popri veľkých rozlohách chočského príkrovu v hodnotenej oblasti na súvrstviach neokomu krížňanského príkrovu leží niekoľko izolovaných príkrovových trosiek Ostrej, Babiek a ďalšie. Vytvorené sú zo strednotriasových sivých dolomitov.

Južne od okrajového prosečnianskeho zlomu paleogénnu výplň Liptovskej kotliny tvorí prevažne ílovcové súvrstvie, s výnimkou oblasti s. od Liskovej, kde vystupuje na povrch bazálne súvrstvie) — karbonatické zlepence. Vo v. časti hodnoteného územia, j. od podtatranského zlomu, je paleogén budovaný z pieskovcovo-ílovcového súvrstvia.

Na severe sa mezozoikum Chočského pohoria i Západných Tatier ponára pod paleogén podhalského flyšu, začínajúceho bazálnymi karbonatickými zlepencami.

V rámci geologických a geomorfologických pomerov osobitnú pozornosť zasluhuje problematika skrasovatenia. Problémami skrasovatenia v tomto pohorí sa v rôznej miere zaoberali viacerí autori, a to hlavne V. Benický (1941), J. Hromádka (1956), A. Droppa (1963), E. Mazúr — J. Jakal (1968). Komplexné zhodnotenie skrasovatenia Chočského pohoria vo vzťahu

k hydrogeologickým pomerom podal V. Hanzel (1972). Charakteristika skrasovatenia v tomto pohorí, ktorú prinášame, sa opiera hlavne o výsledky práce tohto autora.

Krasový fenomén v tomto pohorí je vplyvom meniacich sa tektonických pomerov, litológie, morfológie, klímy, fyzikálno-chemických vlastností vôd, vegetácie, ako aj ďalších, podružnejších faktorov nerovnomerne rozvinutý. Súbor týchto faktorov použili E. Mazúr a J. Jakal (1968) za základ nového typologického členenia krasu na Slovensku.

Podľa tohto členenia Chočské pohorie patrí k 1. stredoeurópskemu krasu mierneho pásma, a to k typu 1. 2. rozčlenený kras zlomovo-vrásovej mozaikovej štruktúry a do subtypu 1. 2.1. — kras monoklinálnych chrbtov. Iba vrcholová časť kryhy Veľkého Choča patrí k 2. vysokohorskému krasu.

Kras v Chočskom pohorí sa viaže výlučne na karbonáty chočského príkrovu. Vznikol hlavne vo v. časti pohoria, vytvorenej z karbonatických súvrství chočského príkrovu, ktoré sú na povrchu náchylné na skrasovatenie. V strednej a západnej časti pohoria, kde povrch tvoria v podstatnej miere nekrasovatejúce súvrstvia krížňanského príkrovu, sú krasové formy obmedzené na prevažne malé trosky chočského príkrovu.

Podstatná časť krasových prejavov je sústredená vo východnej časti pohoria medzi dolinou potoka Sestrč a Suchou dolinou. O výskyte krasových foriem v tejto oblasti možno podať tento prehľad (V. Hanzel 1972):

Údolie Kvačianky je zarezané vo vápencovo-dolomitickom komplexe stredného triasu. V miestach, kde je dolina založená v guttensteinských vápencoch, dosahuje kaňon šírku len asi 3,0—5,0 m a v dolomitoch sa markantne rozširuje. Údolie je miestami zjavne založené na výrazných poruchách smeru S — J, resp. SV — JZ. Na mnohých miestach sú rôznym smerom orientované poruchy, pukliny, ktoré sú vo vápencoch skrasovatené.

Podobné skrasovatenie vidíme i na vrstevných špárach lavicovitých vápencov. Skrasovatenie sa tu prejavuje vo forme kavern, špár o šírke cca 50,0—100,0 cm, pritom na dne vlastného kaňonu sú miestami vytvorené výmole rôznej veľkosti. Z iných foriem skrasovatenia je tu niekoľko vyvieračiek, hlavne v hornej časti údolia, o ktorých budeme podrobnejšie hovoriť ďalej.

Poruchy a pukliny v dolomitoch sú tesne zopnuté, pritom miestami sú ich styčné plochy podrvené.

Karbonáty v údolí nepodľahli takému stupňu svahovej modelácie ako inde, čo svedčí o pomerne veľmi mladom zarezaní Kvačianky (A. Droppa 1963). Potok Kvačianka nejaví známky ponárania sa a ani v strmých stenách kaňonu (výška 100,0 m) niet náznakov, žeby existovali rozsiahlejšie podzemné priestory. Možno to vysvetliť tým, že podstatná časť karbonátov je reprezentovaná dolomitmi a vápence tvoria v nich len uzavreté telesá, a preto nemohli vzniknúť rozsiahlejšie podzemné priestory.

Susedná Prosiecka dolina má tiež kaňonovitý charakter. Tu však už nachádzame vo väčšej miere typické krasové prejavy — závrty, priepadliská, vyvieračky, tiesňavy, rôzne výmole atď. Dno údolia je v guttensteinských vápencoch, zatiaľ čo svahy sú vytvorené zo strednotriasových dolomitov. Kaňon Prosečnianky je viazaný na systém porúch smeru S — J. Miestami sa zužuje až na 2,0 m a jeho svahy dosahujú výšku 70—100 m. Na dne i na svahoch vidno výmole o priemere 2—4 m. V Prosieckej doline bolo dosiaľ nájdených asi 32 rozličných dutín a kavern krasového pôvodu. Všetky smerujú od J k S, teda

proti toku Prosečnianky (V. Benický 1941). Skrasovatenie v doline je viazané na pukliny, poruchy tektonického pôvodu a na vrstevné špáry vo vápencoch.

Pred vstupom do Prosieckej doliny zo severnej strany pohoria, na styku flyšoidného súvrstvia paleogénu s guttensteinskými vápencami vznikol veľký závrtový ponor na Svoradove (n. m. v. 919,0 m) o priemere 50,0 m a hĺbke cca 8,0—10,0 m, ktorý za normálneho stavu stačí pohltiť všetky ponárajúce sa vody. Pri jarnom topení časť vôd odteká i povrchovými tokmi. Ďalší menší ponor sa nachádza južnejšie a ďalšie dva sú j. pod kótou Kubín, v ktorých sa zväčša stráca malý potôčik z vedľajšej doliny. Ponárajúce sa vody vyvierajú vo vyvieračke „Prosečné" v nadmorskej výške 675,0 m.

Potok Prosečnianka je ponorný. Jeho tok sa zarezával spätne do dolomitov a vytvoril zo začiatku iba povrchové koryto. Ponorným sa stal len nedávno po odkrytí guttensteinských vápencov. Z toho dôvodu ani podzemné koryto nemôže mať rozsiahlejšie podzemné chodby, čo potvrdili i výsledky speleologického výskumu. V podzemnom toku je len úzky a nízky kanál s množstvom vodných sifónov (A. Droppa 1963).

V blízkom okolí ponorového závrtu na Svoradove sú ešte ďalšie tri závrty o priemere 5,0—12,0 m, hĺbke 2,0—3,0 m a jz. pod ním na s. svahu kóty Kubín (1000,0 m) štyri závrty o priemere 2,0—3,0 m a hĺbke 1,0—1,5 m. Poloha týchto závrtov naznačuje priebeh rozhrania nekrasových flyšoidných sedimentov s triasovými vápencami.

Malé kaňonové úseky jestvujú v Annskej doline (dĺžka cca 80 m), v hornej časti doliny Sestrč a v doline s. od obce Dlhá Lúka.

Najvýchodnejšie v Chočskom pohorí sa krasové javy vyskytujú v Suchej doline, s. od kóty Meštrová (868,7 m), kde na styku flyšových sedimentov paleogénu so strednotriasovými vápencami vznikli 3 závrty o priemere 1,5—15,0 m a hĺbke 1,0—4,0 m, z ktorých časť má charakter ponoru.

Z ďalších krasových foriem sa na dvoch miestach medzi Prosieckou a Kvačianskou dolinou vyskytujú malé škrapové polia na kóte Hrádkovo (1207,5), ďalej z. od kóty Prosečné (1372,0 m) a na Holici (1339,4 m). Ďalej je tu niekoľko menších ponorov, napr. východne od Veľkého Borového na potoku Borovianka, v Banskej doline, v doline Dlhej Lúky a inde. Pri vymenovaní krasových javov v tejto oblasti treba ešte spomenúť jaskyňu na vrchu Heliaš (1186,3 m) vytvorenú na tektonických puklinách smeru V — Z v dolomitických vápencoch, dosahujúcu dĺžku 65,0 m.

V západnej časti Chočského pohoria čiastočnému skrasovateniu podľahli karbonáty chočského príkrovu, rozpadnuté na niekoľko menších krýh. Relatívne najviac krasových foriem je vyvinutých v kryhe Veľkého Choča. Od kóty Veľký Choč (1611,0 m) až po kótu Poľana (1267,2 m) je vytvorené rozsiahle škrapové pole v strednotriasových vápencoch. Miestami sú škrapy pokryté hlinou a ich vznik je viazaný na poruchy, orientované kolmo na seba (V. Hanzel 1972).

Karbonáty v ostatných troskách neboli intenzívnejšie skrasovatené, a preto v nich nachádzame iba 5 jaskýň a priepastí o dĺžke 10,0 až 30,0 m. Vytvorené sú v tmavosivých strednotriasových vápencoch, menej v dolomitoch. Vznikli na tektonických puklinách, trhlinách a vrstevných špárach rôzneho smeru a sklonu. Je to napr. priepasť Zvonica, cca 1,0 km j. od Komjatnej, vytvorená na dvoch výrazných tektonických puklinách smeru 257°, 275°. Ďalej priepastná jaskyňa Rakytie j. od Komjatnej, vytvorená na tektonických puklinách sme-

rov 22°, 77°, 270°, 342°, priepasť na Bukovci (Kečka), jaskyňa v Stenách a Žaškovská jaskyňa na s. svahu Šípu v dolomitickom vápenci na pukline smeru S — J, vedľa ktorej sú vytvorené dva závrty. Aby bol počet krasových javov v Chočskom pohorí úplný, treba ešte spomenúť Liptovskú jaskyňu a jaskyňu Mních o dĺžke do 55,0 m, vytvorené v strednotriasových vápencoch na početných puklinách hlavne smeru SZ — JV a nachádzajúce sa z. od obce Lisková pod kótou Mních (657,0 m) (V. Hanzel 1972).

Klimatické pomery

Oblasť Chočského pohoria predstavuje z hľadiska klimatických pomerov pestrú paletu jednotlivých typov a podtypov klimatických oblastí. Vzhľadom na to, že morfologická členitosť, t. j. rozdiely medzi dnami údolí a vrcholmi, je značná, značná je i rozdielnosť v klimatických pomeroch na veľmi malé vzdialenosti. Popri všeobecnej cirkulácii a slnečnej radiácii, ktoré sú hlavnými ukazovateľmi klímy daného miesta, v Chočskom pohorí hrá významnú úlohu nadmorská výška a expozícia.

Zrážkové pomery

Zrážkové pomery v oblasti Chočského pohoria sú určované celkovou cirkuláciou v strednej Európe, na ktorú sa viaže striedanie vzduchových hmôt. Zrážky v tejto oblasti temer výlučne odrážajú tzv. západné situácie, pri ktorých sa k nám dostávajú vlhké vzduchové hmoty od Atlantického oceánu. Ale aj zrážky vo vnútri vzduchových más, najmä v letnom polroku sú veľmi výdatné (miestne búrky). Maximum zrážok pripadá na letné mesiace (maximum v júli); minimum pripadá na február. Ročný chod zrážok je veľmi premenlivý (J. Tomlain — V. Peterka — F. Šamaj 1970—1971). Priemerný úhrn zrážok a jeho rozdelenie na jednotlivé mesiace za obdobie 1931—1960 podáva tabuľka 1.

Aby sme mohli zhodnotiť jednotlivé roky, v ktorých bol robený hydrogeologický výskum, a porovnať ich s dlhodobými zmenami zrážkových pomerov, boli zostavené grafy prekročenia priemerných ročných zrážok zo zrážkomerných staníc, ktoré sú najbližšie pri hodnotenom území, a to zo staníc Lúčky, Kvačany, Huty, Malatiná (viď obr. 1—4). Na základe grafov prekročenia možno posúdiť hydrologickú charakteristiku rokov, v ktorých prebiehali jednotlivé časti hydrogeologického výskumu.

Tab. 1

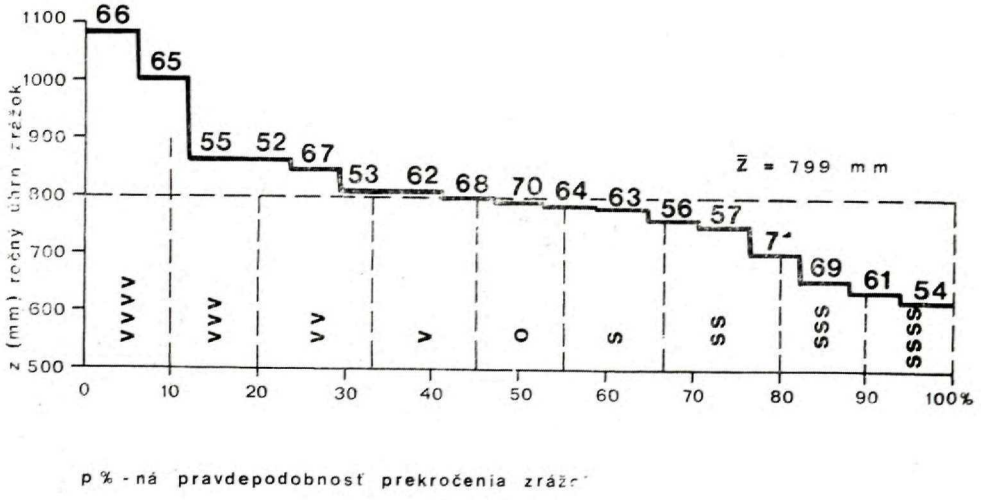
Priemerný úhrn zrážok (v mm) za obdobie 1931—1960

Zrážková stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Ružomberok	43	38	41	51	78	86	97	84	64	58	54	43	737
Dolný Kubín	48	43	48	53	77	89	104	95	66	63	61	53	800

Orientačné hydrologické bilancie boli zostavené na roky 1970 a 1971. Preto je hydrologická charakteristika týchto rokov rozvedená detailnejšie.

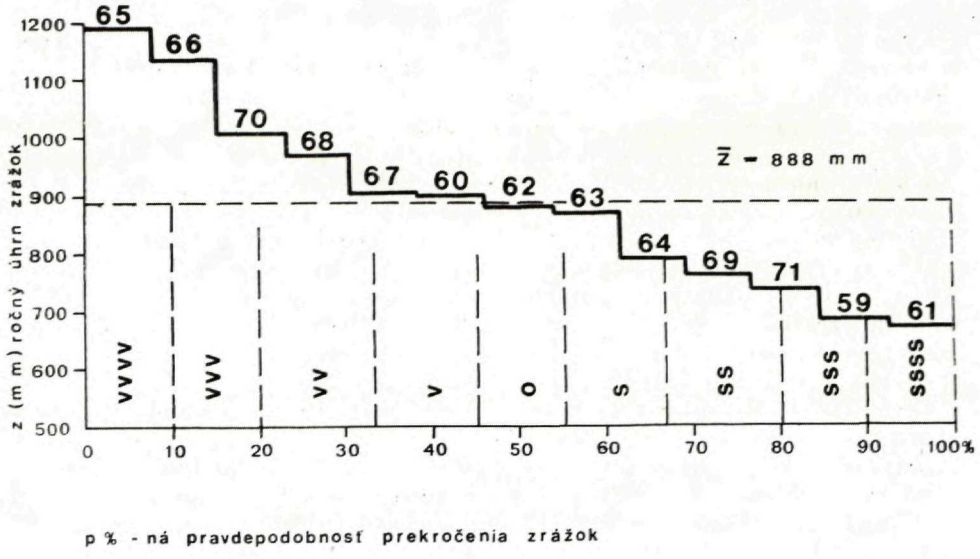
Rok 1970: Z porovnania s normálom (1931—1960) v staniciach Ružomberok a Dolný Kubín a tiež s ďalšími stanicami vyplýva, že rok 1970 bol v hodnotenej oblasti o niečo vlhší ako normál (v priemere okolo 10%). Odchýlky od normálu v jednotlivých mesiacoch sú však značné. Najviac zrážok v porovnaní s normálnym stavom spadlo v júli — 170 až 180%; najmenej v septembri (47—52% normálu). Celkové rozdelenie zrážok môžeme posúdiť v oblasti Choča, kde za hydrologický rok 1970 spadlo 800—1200 mm zrážok. Koniec zimy, začiatok jari a letné mesiace júl a august sa vyznačovali nadnormálnymi zrážkami. Začiatok jesene a zimy bol relatívne suchý. Najsuchším mesiacom bol september, najdaždivejším júl a august (J. Tomlain — V. Peterka — F. Šamaj 1970—1971).

Rok 1971: V tomto roku bol celoročný úhrn zrážok v celej hodnotenej oblasti menší ako priemer. Najsuchšie obdobie bolo v lete a na jeseň. Jasne to charakterizujú odchýlky mesačných úhrnov zrážok voči dlhodobému normálu v hydrologickom roku 1971 v zrážkomernej stanici Ružomberok (tab. 2) (J. Tomlain — V. Peterka — F. Šamaj 1970—1971).



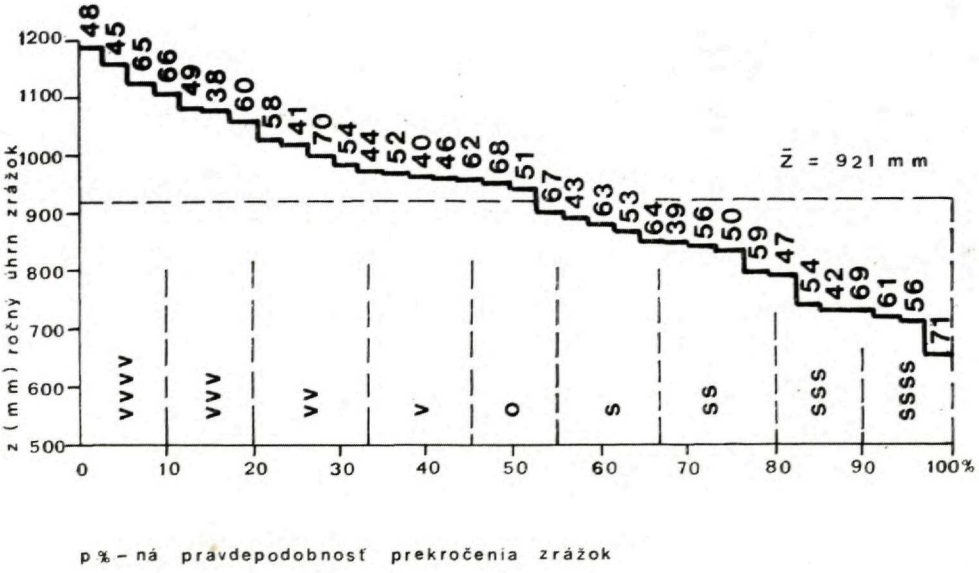
Obr. 1. Graf prekročenia priemerných ročných zrážok zo stanice Lúčky v období 1952—1971.
Vysvetlivky:
vvvv — mimoriadne vlhký; vvv — veľmi vlhký; vv — značne vlhký; v — vlhký; o — stredný; ssss — mimoriadne suchý; sss — veľmi suchý; ss — značne suchý; s — suchý.

Fig. 1. Graph of excess average annual precipitations from the Lúčky station in the period between 1952 and 1971.
vvvv — extremely humid; vvv — very humid; vv — considerably humid; v — humid; o — medium; ssss — extremely dry; sss — very dry; ss — considerably dry; s — dry.



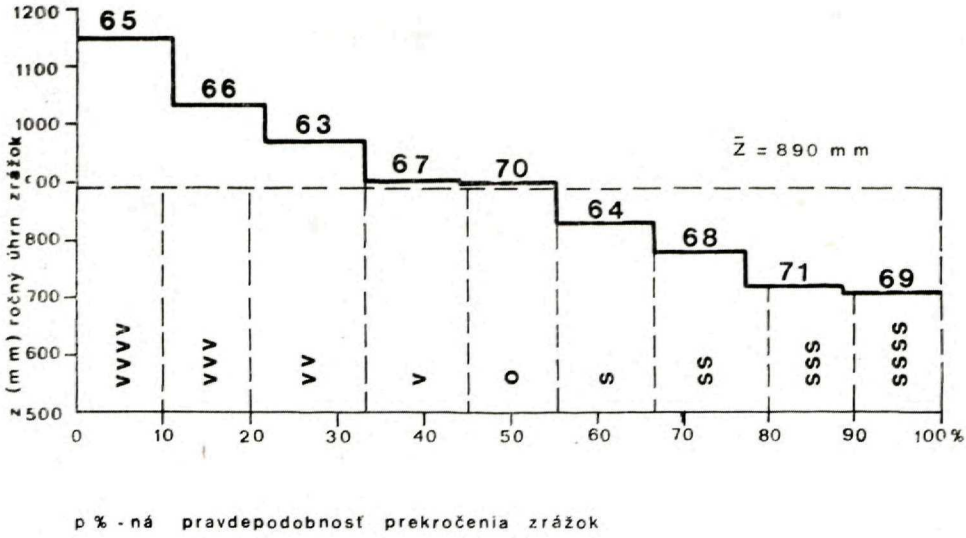
Obr. 2. Graf prekročenia priemerných ročných zrážok zo stanice Kvačany v období 1959—1971.

Fig. 2. Graph of excess average annual precipitations from the Kvačany station in the period between 1959 and 1971.



Obr. 3. Graf prekročenia priemerných ročných zrážok zo stanice Huty v období 1938—1971.

Fig. 3. Graph of excess average annual precipitations from the Huty station in the period between 1938 and 1971.



Obr. 4. Graf prekročenia priemerných ročných zrážok zo stanice Malatiná v období 1963—1971.

Fig. 4. Graph of excess average annual precipitations from the Malatiná station in the period between 1963 and 1971.

Tab. 2

XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	zi-ma	leto	Hydr. rok 1971
% 133	81	40	53	62	94	61	129	40	94	44	13	77	64	73

Teplotné pomery

Teplotné pomery v Chočskom pohorí závisia hlavne od nadmorskej výšky a expozície. Treba poukázať na to, že pri stagnácii vzduchu, najmä však v zimnom polroku sa veľmi často vyskytujú inverzie v údoliach a kotlinách. Za týchto okolností majú najnižšiu teplotu dná údolí, pričom vyššie položené miesta majú v takýchto prípadoch vyššiu teplotu. Na charakterizovanie teplotných pomerov Chočského pohoria a ich zmien v období 1931—1960 sú k dispozícii dlhodobé merania z Oravského Podzámku, Ružomberka a kúpeľov Lúčky. Pre Chočské pohorie najlepšie odráža teplotné pomery stanica Lúčky-kúpele ležiaca vnútri pohoria. V tabuľke 3 podávame priemerné mesačné a ročné teploty v C° z obdobia 1931—1960.

V Chočskom pohorí je v priemere najteplejší mesiac júl. Najchladnejším mesiacom býva január. V jednotlivých rokoch vplyvom striedania sa poveter-

Tab. 3

Priemerné mesačné a ročné teploty v °C za roky 1931—1960

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Ružomberok	—4,8	—3,0	1,4	6,9	12,2	15,7	17,2	16,5	12,7	7,4	2,8	—1,4	7,0
Lúčky kúpele	—5,2	—3,7	0,6	5,7	10,9	14,2	15,9	15,2	11,6	6,6	2,0	—1,9	6,0
Orav. Podzámok	—4,7	—3,1	0,8	6,4	11,7	14,9	16,4	15,6	12,1	7,1	2,6	—1,5	6,5

nostných situácií môže najchladnejší mesiac pripadnúť na február, zriedkakedy na december. V extrémnych prípadoch môže absolútne minimum (denné) poklesnúť pod — 35 °C. V letných mesiacoch za určitých situácií môže teplota v extrémnych prípadoch vystúpiť na 37 °C. Oba extrémy (absolútne maximum a minimum) sa viažu výlučne na dná kotlín.

Výpar

Na hodnotenom území bol výpar z pôdy meraný v širšej oblasti okolo kryhy Veľkého Choča s možnosťou jeho využitia i pre susedné, oblasti Chočského pohoria budované karbonátmi. Vypočítal ho kolektív autorov J. Tomlain, V. Peterka, F. Šamaj, J. Žák na hydrologické roky 1970 a 1971. Priestorové a časové rozloženie výparu bolo stanovené metódou založenou na spoločnom riešení rovníc vodnej a tepelnej bilancie povrchu, ktorú navrhol M. J. Budyko. Výpar z pôdy pre hodnotené územia bol vypočítaný z údajov štyroch meteorologických staníc, a to zo staníc Dolný Kubín, Lúčky-kúpele, Malatiná, Ružomberok.

V hydrologickom roku 1970 sa výpar v letnom polroku ($E_{č-x}$) na hodnotenom území mení od 329 mm v Dolnom Kubíne do 430 mm v Malatinej. Izočiara výparu 425 mm prechádza približne v nadmorskej výške 850 m. Maximálne hodnoty dosahuje výpar v polohách ohraničených nadmorskými výškami 850 a 1200 m. V údolí rieky Váh výpar z povrchu pôdy za uvažovaný polrok klesá pod 412,5 mm. Za letný polrok sa na meteorologickej stanici Ružomberok vyparí 75%, v Lúčkach 81%, v Malatinej 74% a v Dolnom Kubíne 63% spadnutých zrážok.

Najväčší výpar v zimnom polroku ($E > 75$ mm) pozorujeme v údolí rieky Váh. Izočiara výparu 50 mm prechádza približne v nadmorskej výške 900 m. V najvyšších polohách výpar klesá pod 37,5 mm. Na meteorologickej stanici Malatiná sa za zimný polrok vyparí 18%, v Dolnom Kubíne 20%, v Lúčkach 34% a v Ružomberku 30% zrážok. Vertikálny gradient výparu za zimný polrok dosahuje 3,5 mm na 100 m. Výpar z povrchu pôdy za celý hydrologický rok 1970 tvorí v Dolnom Kubíne 46%, v Malatinej 54%, v Ružomberku 59% a v Lúčkach 64% zo zrážok.

V hydrologickom roku 1971 najnižšie hodnoty výparu za letný polrok ($E < 350$ mm) pozorujeme v údolí rieky Váh. Izočiara výparu 375 mm na j. strane prechádza približne v nadmorskej výške 650 m a na s. strane v nadmorskej výške 470 m. Najväčší výpar za letný polrok ($E > 400$ mm) bol v oblasti Choča v nadmorských výškach 800—1200 m. Od nadmorskej výšky 1200 m výpar opäť klesá. Vertikálny gradient výparu na j. strane dosahuje 16 mm na 100 m a na s. strane približne 7 mm na 100 m. Na meteorologickej stanici Dolný Kubín výpar za letný polrok tvorí 85% zrážok, kým v Ružomberku a Malatinej výpar prevyšuje zrážky.

Vertikálny gradient výparu v zimnom polroku dosahuje na j. strane približne 4 mm na 100 m a na s. strane asi 1 mm na 100 m. Izočiara výparu 75 mm za zimný polrok 1970—1971 prechádza na j. strane približne v nadmorskej výške 550 m. Na s. strane výpar nepresahuje 70 mm. V najvyšších polohách hodnoty výparu klesajú pod 37,5 mm. Za zimný polrok sa v Ružomberku vyparí 35%, v Dolnom Kubíne 24% a v Malatinej 18% zrážok. Výpar z povrchu pôdy za celý hydrologický rok 1971 tvorí v Ružomberku 79%, v Dolnom Kubíne 61% a v Malatinej 64% zrážok.

Hydrogeologické a hydrologické pomery

Základná hydrogeologická charakteristika územia

Hydrogeologický režim podzemných vôd v pohorí je výsledkom súboru činiteľov, z ktorých najvýznamnejšie sú litologické, tektonické a klimatické podmienky. O klimatických podmienkach sme hovorili v predchádzajúcej kapitole. V tejto kapitole bližšie rozoberieme litologickú charakteristiku hornín a tektonické pomery vo vzťahu k hydrogeológii.

Žulové jadro pohoria vystupuje iba vo v. časti v dvoch tektonických oknách medzi Babkami a Bielou Skalou. Hydrogeologické pomery granitov sú charakterizované plytkým puklinovým obehom v závislosti od hĺbky, dosahu a priebehu puklín zvetrávania. Pukliny siahajú spravidla do hĺbky 10—15 m. Malá rozloha tektonických okien nedovoľuje podať podrobnejšiu charakteristiku kryštalinika tejto oblasti. Pramene, ktoré tu vyvierajú, nie sú bohaté a ich výdatnosť je prevažne 0,1—0,2 l/s, max. do 1 l/s. Výnimku tvoria pramene viazané na podpovrchový obeh v mocnom zvetralinovom plášti v Huňovej doline, kde vo vhodných klimatických obdobiach dosahujú výdatnosť 2—3 l/s.

Mezozoikum obalovej série vystupuje vo v. časti hodnoteného územia. Tieto súvrstvia nie sú dosť vhodným kolektorom podzemných vôd a nemajú podstatný hydrogeologický význam. Z nich vhodnejšie sú organogénne vápence malmu — urgónu. Je na nich viazané niekoľko prameňov dosahujúcich výdatnosť do 1,0—1,5 l/s.

Mezozoikum krížňanského príkrovu vystupuje v hodnotenom území na povrch vo väčšom rozsahu v dvoch oblastiach, a to v západnej časti pohoria, kde z. od doliny Liptovskej Anny vystupuje na povrch v podstatnej časti územia a v najvýchodnejšej časti hodnoteného územia, ktoré už patrí k Západným Tatrám.

V západnej časti pohoria s výnimkou dvoch oblastí (oblasť Lúčok a Švošova) vystupujú na povrch ich silne zvrásnené súvrstvia titónu — aptu a albu —

cenomanu. Z hydrogeologického hľadiska ich môžeme charakterizovať ako hydrogeologicky veľmi málo priaznivé až nepriaznivé, bez väčšej sústreďovacej a akumulačnej schopnosti. Hydrogeologicky v tejto časti pohoria majú základný význam iba ako podložný nepriepustný element pre rad karbonatických trosiek chočského príkrovu. Ich morfológia v podloží karbonátov usmerňuje prúdenie krasových vôd vápencovo-dolomitických trosiek. Podstatná časť zrážkových vôd sa podieľa priamo na povrchovom odtoku. Cirkulácia podzemných vôd v nich je prevažne podpovrchová, hlavne v zóne zvetrávania. Ich pramene nie sú významné. Zriedkavo dosahujú výdatnosť 1 l/s a aj pri malých výdatnostiach prameňov majú značný výkyv vo výdatnosti. Je to typ sutových, prípadne puklinovo-sutových prameňov. Výnimku z hľadiska výdatnosti tvorí zachytený prameň na pravej strane Kalamenskej doliny. Je viazaný na čelo dejekčného kužeľa, vytvoreného hlavne z neokomských slienitých vápencov a sčasti z dolomitov. Výdatnosť prameňa kolíše od 2,5 do 5,0 l/s pri teplote vody 6,8 °C. Voda je typu kalciového, magnézium-bikarbonátového s celkovou mineralizáciou 371,7 mg/l. Koeficient Mg/Ca je 0,53, čo dokumentuje, že jej chemizmus sa formuje prevažne vo vápencovo-dolomitickom komplexe. Predpokladáme, že podstatná časť vôd pochádza z dolomitových trosiek chočského príkrovu.

Malý hydrogeologický význam majú i jurské súvrstvia pri Švošove a v Komjatnej doline. Boli v nich dokumentované 4 pramene o výdatnosti menšej ako 0,5 l/s.

Hydrogeologický význam má trias krížňanského príkrovu v oblasti Lúčok. Výstup starších súvrství je tu podmienený už spomenutou lúčianskou elevá-ciou. Tu na neveľkej rozlohe sz. od Lúčok sa spod súvrství neokomu vynárajú súvrstvia jury až stredného triasu. Hlavný hydrogeologický význam majú triasové dolomity, ktoré, i keď vystupujú na malej rozlohe, majú spolu s priečnym zlomom veľký hydrogeologický význam ako výstupné cesty výdatných minerálnych vôd v Lúčkach. Na toto okno triasu sa popri minerálnych vodách viaže i niekoľko prameňov obyčajných vôd s výdatnosťou od 0,1—3,0 l/s.

Podstatne väčší hydrogeologický význam z hľadiska obyčajných vôd majú súvrstvia krížňanského príkrovu vo v. časti územia. Ako sme už povedali, trias až neokom krížňanského príkrovu tu tvorí viac-menej plochú, slabo zvlnenú dosku s miernym generálnym úklonom k SZ. Z tohto vrstevného sledu významným kolektorom podzemných vôd sú najspodnejšie súvrstvia, a to strednotriasové tmavosivé guttensteinské vápence a svetlosivé až tmavosivé dolomity. Vrstvy počnúc keuperom až po titón sú buď hydrogeologicky nepriaznivé (bridlice keuperu, slienité bridlice, slienité vápence a sliene liasu, slienité vápence dogeru — malmu, slienité vápence a bridlice spodnej kriedy) alebo hydrogeologicky málo priaznivé, či už pre malú mocnosť, slienité prímesi a pod. (vápence rétu, krinoidové, oolitické vápence a pieskovce jury, kalpionelové vápence malmu).

Tektonika územia spôsobila, že kryštalinikum spolu s obalovými súvrstviami, vystupujúce na povrch v oblasti potoka Huňová, hydrogeologicky výrazne rozčleňuje komplex krížňanského príkrovu na dve časti, a to na severozápadnú časť (oblasť medzi sútokom Suchého potoka a Huňovho potoka a Suchým vrchom) a na juhovýchodnú časť (južne od uvádzaného tektonického okna).

Severozápadná časť sa v dôsledku značnej rozlohy na povrch vystupujúcich vápencov a dolomitov stredného triasu, vrásy keuperu vystupujúcej na povrch

v doline Suchého potoka a v dôsledku obmedzenia vápencov a dolomitov nadložnými, hydrogeologicky nepriaznivými súvrstviami krížňanského príkrovu stala významnou hydrogeologickou štruktúrou.

Juhovýchodná časť územia má v porovnaní s predchádzajúcou časťou podobnú rozlohu i vrstevný sled. Je v nej však podstatne menšia plocha na povrchu obnažených, hydrogeologicky priaznivých dolomitov ako v severozápadnej časti.

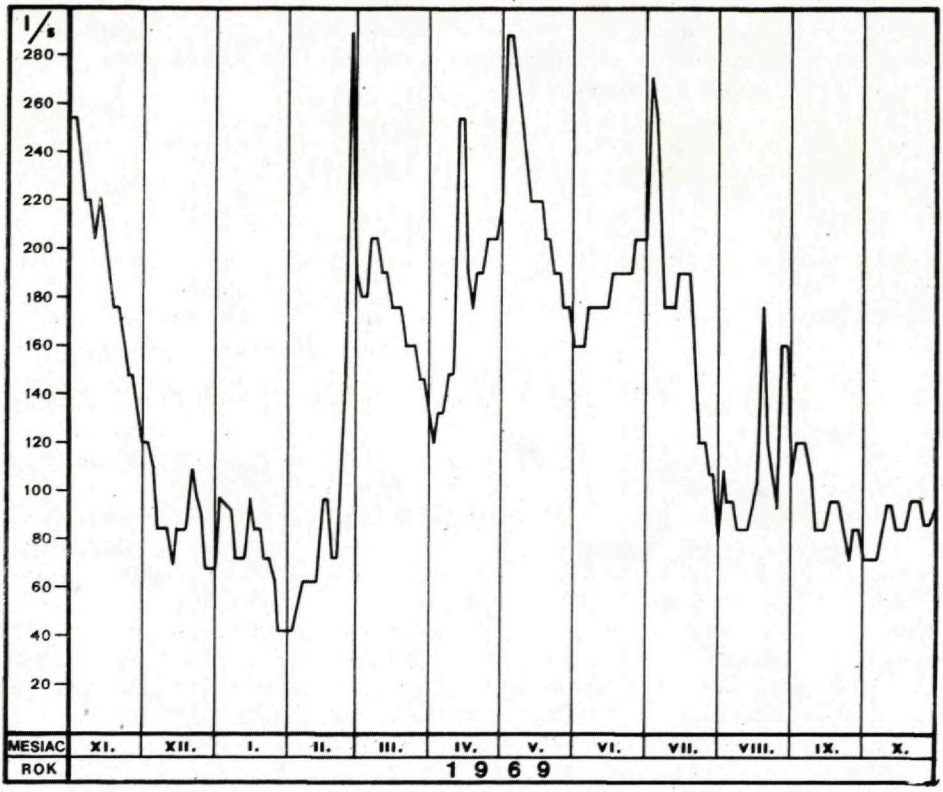
V juhovýchodnej časti vyviera z dolomitov stredného triasu niekoľko prevažne málo výdatných prameňov (do 0,6 l/s). Najvýznamnejší dokumentovaný prameň sa nachádza 1,5 km sz. od kóty 841,5 m. Má výdatnosť 3,0 l/s (10. 9. 1970). V ostatných súvrstviach v tejto časti sa významné pramene nenašli. Vývery, ktoré sa tu vyskytujú, sú suťové, prípadne puklinovo-suťové pramene s výdatnosťou nepresahujúcou 0,5 l/s.

Mezozoikum chočského príkrovu zaberá značnú rozlohu vo v. časti pohoria. Tvorí tu rozsiahly pruh tiahnúci sa od doliny Liptovskej Anny sv. smerom až po styk s kryštalinikom Západných Tatier, ako i tektonicky oddelenú časť rozprestierajúcu sa sv. od Liptovských Matiašoviec.

Komplex chočského príkrovu v severozápadnej časti tvorí bielovážska séria. V najspodnejšej časti sú guttensteinské vápence, vystupujúce na povrch. prevažne v území z. od Kvačianskej doliny. Sú veľmi silne skrasovatené, a preto sú priaznivým hydrogeologickým kolektorom. Spolu s nadložnými strednotriasovými dolomitmi a reiflinskými vápencami vytvárajú jednotný, hydrogeologicky priaznivý celok. Dôležitým hydrogeologickým faktorom v tejto oblasti je bridličnaté súvrstvie lunzských vrstiev. Toto súvrstvie v stratigrafickom slede oddeľuje vrchnotriasové dolomity od spodného karbonatického komplexu ako celku. V skutočnosti hydrogeologickú situáciu komplikuje niekoľko digitácií v oblasti Prosieckej a Kvačianskej doliny. Následkom tektonických pohybov je súvrstvie lunzských vrstiev v niektorých častiach oblasti vytlačené a jeho presnejší priebeh prakticky nie je možné zistiť bez rozsiahlych technických prác. Ovplyvňuje v značnej miere hydrogeologické pomery oblasti a podmieňuje vnútorné hydrogeologické členenie prevažne karbonatického komplexu.

V dôsledku tektonických pomerov sa krasové vody z opísaného karbonatického komplexu sústreďujú hlavne v oblasti Prosieckej a Kvačianskej doliny. Menšia časť karbonátov, oblasť v. od Hút, je odvodňovaná na sever. V oblasti od Prosieckej doliny až po Kvačiansku dolinu vyviera niekoľko výdatných prameňov. Ich vznik podmieňujú tri faktory, a to: bariéra paleogénnych sedimentov za okrajovým prosečnianskym zlomom, podložný neokom krížňanského príkrovu pri ústí Kvačianskej doliny, ktorý vystupuje na povrch, a zložitá geologická stavba, v ktorej majú podľa predpokladov význačný vplyv lunzské vrstvy vnútri karbonatického komplexu v oblasti Prosieckej doliny.

Na okrajový zlom sú viazané pramene v ústí Prosieckej doliny. Sú to bariérové pramene vystupujúce cca 600 m s. od obce Prosiek s celkovou výdatnosťou 22 l/s (26. 7. 1967) a zachytený a využívaný prameň 1,0 km z. od obce Kvačany o výdatnosti 6,2—8,0 l/s (nesústavné merania v hydrologických rokoch 1970—1971). Na základe hydrogeologického vrtu CHK-2 v ústí Prosieckej doliny predpokladáme, že okrajové prosečnianske poruchové pásmo má výhodné hydrogeologické podmienky. Vrt zasiahol v hĺbke 56 m otvorené, veľmi zvodnené poruchové pásmo.



Obr. 5. Časový priebeh výdatnosti vyvieračky „Prosečné" za hydrologický rok 1969.
Fig. 5. Time curve of the „Prosečné" point of issue yield for the hydrological year of 1969.

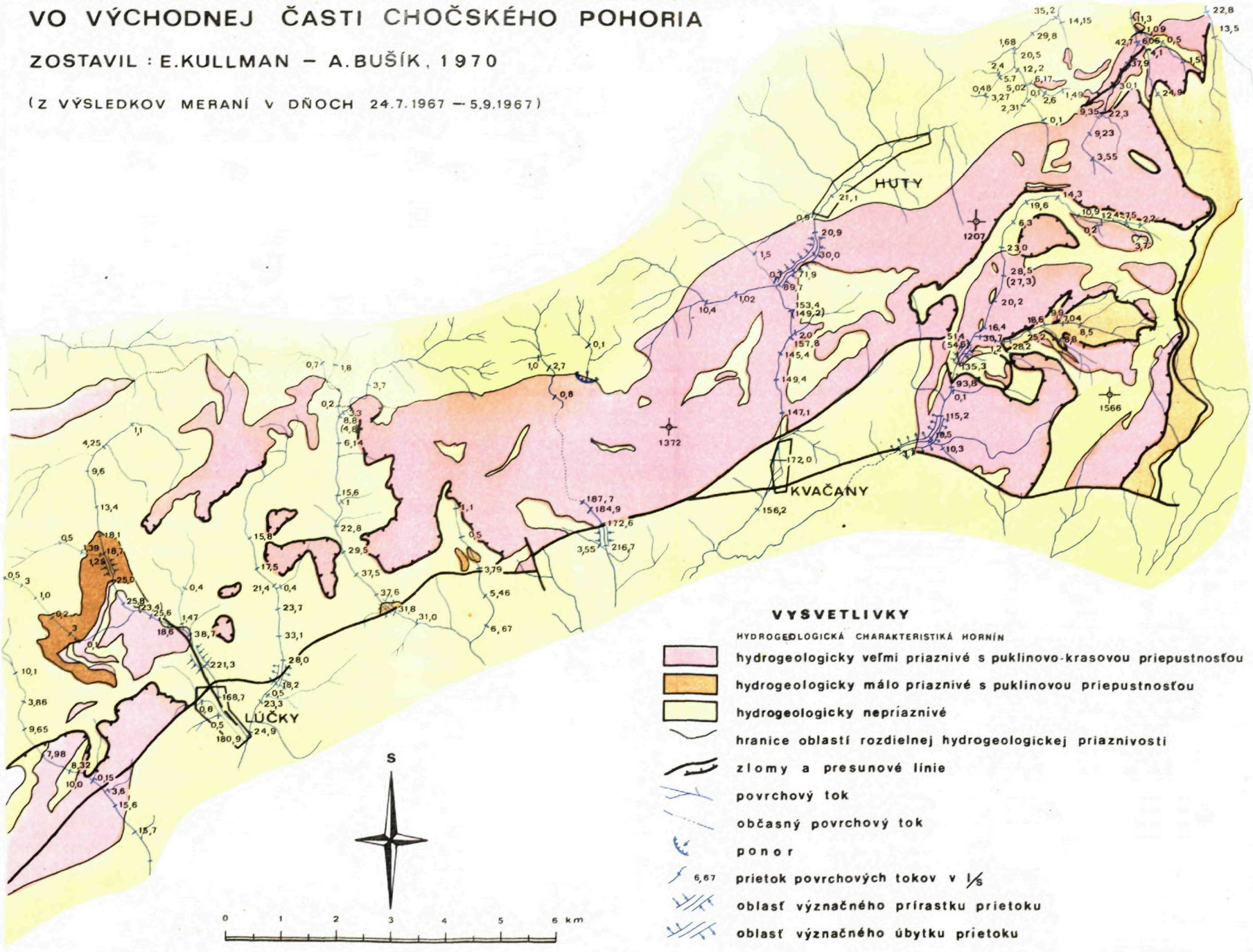
Na styk karbonatického komplexu chočského príkrovu s podložným neokomom krížňanského príkrovu sa viaže niekoľko prameňov v ústí Kvačianskej doliny. Z nich najvýznačnejšie sú dva pramene na s. okraji dediny Kvačany o súhrnnej výdatnosti 8,6 l/s (október 1971). Sú zachytené a využívané.

Napriek tomu, že časť krasových vôd vyteká v oblasti okrajového prosečnianskeho zlomu, zložitá geologická stavba s predpokladaným vplyvom hydrogeologicky nepriaznivého súvrstvia lunzských vrstiev spôsobila, že podstatná časť krasových vôd tejto oblasti vyviera v Prosieckej doline vnútri karbonatického komplexu, cca 500 m od okrajového zlomu. Krasové vody tu vystupujú sústredene z guttensteinských vápencov v krasovej vyvieračke o výdatnosti 138 l/s (priemerná výdatnosť za hydrologický rok 1969) a o celkovom rozpätí výdatnosti od 43,0 l/s — 320,0 l/s (podľa meraní HMÚ Bratislava — obr. 5). Napriek tomu, že časť týchto vôd sú povrchové vody zo s. ležiacich flyšových oblastí, ktoré sa strácajú v ponoroch jz. od Veľkého Borového (horný tok Prosečnianky), i tak podstatná časť krasových vôd vyvieračky pochádza z vlastného karbonatického komplexu a z možného prestupu vôd z hornej časti Kvačianskej doliny.

MAPA VZŤAHU POVRCHOVÝCH A PODZEMNÝCH VÔD VO VÝCHODNEJ ČASTI CHOČSKÉHO POHORIA

ZOSTAVIL : E.KULLMAN – A.BUŠÍK, 1970

(Z VÝSLEDKOV MERANÍ V DŇOCH 24.7.1967 – 5.9.1967)



VYSVETLIVKY

HYDROGEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNÍN

- hydrogeologicky veľmi priaznivé s puklinovo-krasovou priepustnosťou
- hydrogeologicky málo priaznivé s puklinovou priepustnosťou
- hydrogeologicky nepriaznivé
- hranice oblastí rozdielnej hydrogeologickej priaznivosti
- zlomy a presunové línie
- povrchový tok
- občasný povrchový tok
- ponor
- 6,67 prietok povrchových tokov v l/s
- oblasť významného prírastku prietoku
- oblasť významného úbytku prietoku

KARTOGRAF : J.KIŠ

TLAČ: GÚDŠ 3/4-1975

Časť chočského príkrovu, ktorá sa rozprestiera v. od obce Huty a je odvodňovaná smerom na sever, pozostáva hlavne zo strednotriasových dolomitov so zavrásnenými polohami lunzských vrstiev a z rétsko-hetanžských vápencov. V najvýchodnejšej časti spod týchto súvrství vystupujú tektonické okná podložného neokomu. Opísaný karbonatický komplex upadá k SZ pod súvrstvia paleogénu. Túto časť karbonatického komplexu odvodňuje niekoľko menej výdatných prameňov (do 5 l/s), a to hlavne vo v. časti na styku s kryštalinikom alebo vo vnútri na styku s lunzskými vrstvami. Osobitnú pozornosť si zasluhujú pramene vystupujúce na styku neokomu s nadložným karbonatickým komplexom v tektonickom okne v najvýchodnejšej časti. Ich infiltračnou oblasťou je pomerne rozsiahla plocha dolomitov Radových skál. Odráža sa to i na značnej výdatnosti prameňov, konkrétne u prameňa, ktorý sa nachádza 4,0 km vjv. od východného okraja obce Huty (20,0—30,0 l/s) a u prameňa nachádzajúceho sa 3,5 km v. od obce Huty (12 l/s — august 1970).

V juhovýchodnej časti sa chočský príkrov rozprestiera sv. od Liptovských Matiašoviec. Tvorí ho bielovážska séria, teda s výnimkou lunzských vrstiev hydrogeologicky veľmi priaznivé súvrstvia. Celkový úklon súvrství je na SZ. Morfológia podložného neokomu umožnila, že sa časť krasových vôd komplexu sústredila do oblasti sv. od Liptovských Matiašoviec. Vyvierajú tam v sústredenom prameni 1,5 km sv. od Liptovských Matiašoviec, na podtatranskom zlome oddeľujúcom karbonáty chočského príkrovu od paleogénu Liptovskej kotliny. Jeho výdatnosť kolíše v rozpätí 9,9—41,0 l/s.

V západnej časti pohoria má chočský príkrov viac-menej podobu veľkých tektonických trosiek, ktoré tvoria samostatné hydrogeologické štruktúry s vlastným režimom podzemných vôd.

Usmernenie prúdenia podzemných vôd v kryhách a ich sústreďovanie do prameňov je predovšetkým odrazom morfológie a úklonu podložných kriedových vrstiev, sčasti aj vplyvu bariér pieskovcovo-ílovcového súvrstvia paleogénu. Počet krýh je značný. Prevahu majú hydrogeologicky bezvýznamné malé kryhy. Hydrogeologický i vodohospodársky význam majú hlavne 3 kryhy, a to kryha Veľkého Choča, Šípu a Radičiny. Z menších, menej významných krýh je to kryha Havrana z. od Švošova (1,2 km²) a Čebrate s. od Rybárpoľa (2,0 km²).

Hydrografické pomery a hodnotenie vzájomných vzťahov povrchových a podzemných vôd

Podstatná časť Chočského pohoria a hodnotenej časti Západných Tatier patrí hydrograficky do povodia horného toku Váhu, do ktorého je odvodňovaná povrchovými tokmi tečúcimi naprieč pohorím, s generálnym smerom od severu na juh, prípadne od severozápadu na juhovýchod. Sú to hlavne toky Komjatná, Likavka, Ráztočné, Kalamianka, Sestrčský potok, Prosečnianka, Kvačianka a Suchý potok. Časť z týchto tokov pramení v tomto pohorí, časť tokov zasa vo flyšovej oblasti a priečne ho prerezáva. Sú to hlavne Sestrčský potok, Prosečnianka a Kvačianka. Okrem toho je Chočské pohorie odvodňované do povodia Váhu ešte niekoľkými ďalšími, menej významnými potokmi. Najvýchodnejšia časť pohoria je odvodňovaná smerom na S Sivým potokom, jeho

prítokom Suchým potokom a potokom Pribisko. Tieto ústia do Studeného potoka. Veľmi malá časť územia pri sz. okraji (oblasť s. od Šípu) je odvodňovaná do Oravy.

Aby sme poznali vzájomné vzťahy medzi povrchovými a podzemnými vodami, podrobne sme z tohto hľadiska zhodnotili východnú časť Chočského pohoria (v. od Veľkého Choča) a oblasť študovanej časti Západných Tatier. V západnej časti Chočského pohoria, t. j. v oblasti hydrogeologicky priaznivých krýh, na obvode ktorých sa potoky začínajú a prechádzajú hydrogeologicky nepriaznivými súvrstviami, sme vzhľadom na odlišnú geologickú stavbu hodnotenie nerobili.

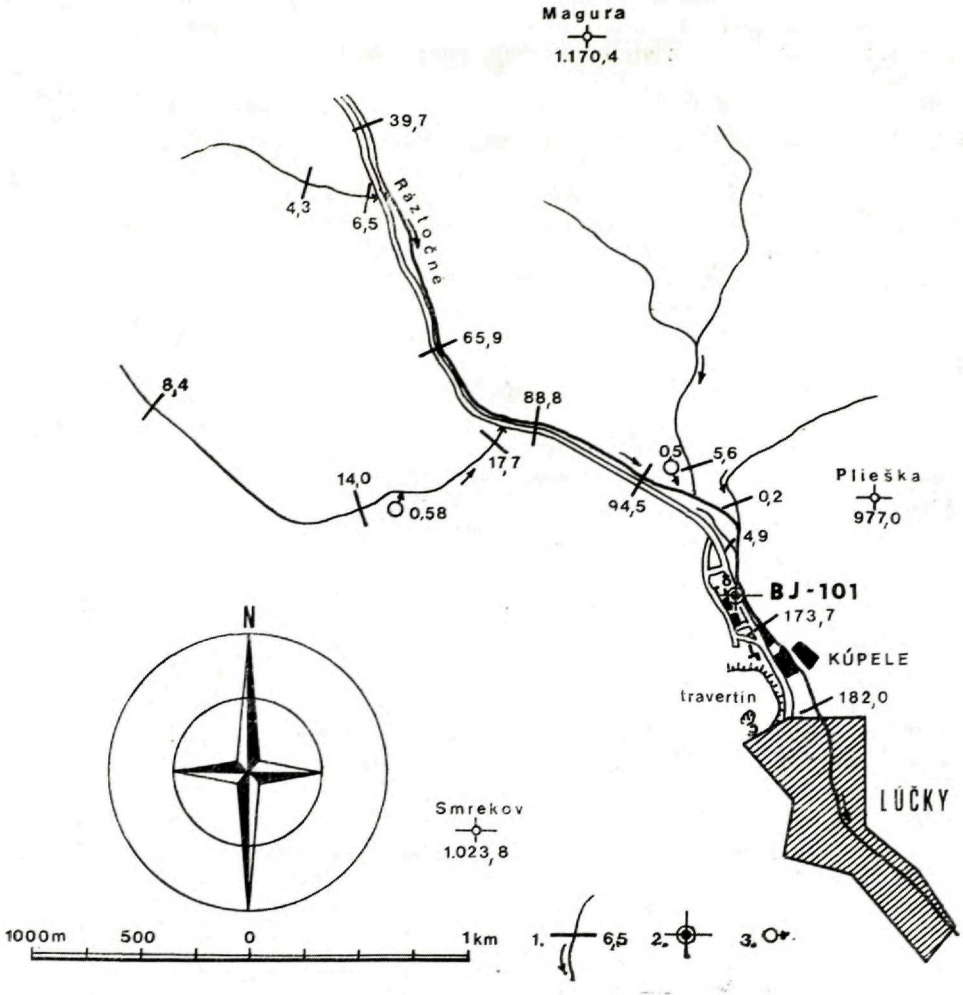
Metodicky bolo toto hodnotenie založené na hustom hydrometrickom profilovaní v klimaticky vhodných obdobiach. Prinieslo závažné poznatky o vzťahoch medzi podzemnými vodami a povrchovými tokmi, poznatky o výstupe skrytých sústredených výverov krasových vôd do povrchových tokov, o dopĺňaní podzemných vôd povrchovými tokmi, ako aj poznatky o rozptýlenom prestupe krasových vôd do povrchových tokov (príloha 1).

Ďalej podávame charakteristiku jednotlivých tokov na základe výsledkov ich hydrometrického profilovania, a to od západu na východ.

Potok Turík — jeho vrchný tok prebieha kryhou Veľkého Choča (podstatnú časť roka je suchý). Stredný tok prebieha hydrogeologicky nepriaznivými súvrstviami krížňanského príkrovu. Spodný tok prerezáva príkrovovú trosku chočského príkrovu rozprestierajúcu sa v oblasti okrajového zlomu jz. od Lúčok. Hydrometrické profilovanie ukázalo mierne sa zvyšujúce plynulé narastanie prietoku smerom od horného toku vo všetkých jeho častiach bez výrazného vzťahu k rozdielnostiam horninového prostredia.

Potok Ráztočné — vo vzťahu ku geologickým pomerom ho možno rozdeliť na 3 rozdielne časti, a to na vrchný tok, prechádzajúci cez hydrogeologicky nepriaznivé kriedové súvrstvia krížňanského príkrovu, stredný tok prebiehajúci pri v. okraji okna krížňanského príkrovu, a na spodný tok prebiehajúci znova v kriedových, hydrogeologicky nepriaznivých súvrstviach krížňanského príkrovu, pričom vodný tok v tejto časti prebieha po priečnom lúčanskom zlome tvoriacom v. obmedzenie okna. Tok bol dvakrát detailne meraný, a to 23. 8. 1967 a 24. 10. 1972. Pri oboch meraniach bol v strednej časti zistený prírastok dotovaný z oblasti okna, a to prvýkrát 40 l/s a druhýkrát 13 l/s. Najväčšie prírastky boli zaznamenané v spodnej časti toku, kde sleduje priečny zlom (oblasť kúpeľov Lúčky, a to medzi j. okrajom okna a medzi križovaním pozdĺžneho — okrajového a priečneho — lúčanskeho zlomu). Tento prírastok bol v prvom prípade 114 l/s (príloha 1) a v druhom prípade 103 l/s (obr. 6). Meraniami bol po dvakrát potvrdený prírastok viac ako 100 l/s v oblasti Lúčok. Podstatnú časť z dokumentovaného prírastku prisudzujeme termominerálnym vodám lučianskej žriedelnej štruktúry vystupujúcim na priečnom lúčanskom zlome. Juhozápadne od križovania sa tohto zlomu s okrajovým prosečnianskym zlomom neboli zaznamenané významnejšie prírastky vodného toku.

Potok Kalamianka. Preteká prakticky od prameňa až po sútok s potokom Ráztočné cez hydrogeologicky nepriaznivé kriedové sedimenty krížňanského príkrovu. Prietok sa pravidelne pomaly zväčšuje. Menšia anomália je v oblasti, kde potok prerezáva okrajové zlomové pásmo (straty cca 10 l/s). Nie je vyjasnené, či to súvisí s okrajovým poruchovým pásmom, alebo je to prestup do alúvia toku. Vzhľadom na to, že i v nižšom profile tieto vody spätne nepres-



Obr. 6. Vzťah podzemných a povrchových vôd v doline „Ráztočné" (oblasť kúpeľov Lúčky) z výsledkov hydrometrických meraní 24. októbra 1972).
1 — merný profil — l/s, 2 — hydrogeologický vrt; 3 — pramene.

Fig. 6. Relationship between ground and surficial waters of the „Ráztočné" valley, an area of the Lúčky Spa (from the results of hydrometric measurements of October 24, 1972).
1 — measuring profile — l/s, 2 — hydrogeological borehole, 3 — springs.

túpili do toku a že alúviá v oblastiach slienitých vápencov a bridlíc sú značne zahlinené, prikláňame sa k prvej alternatíve.

Potok Sestrč. Tak isto ako predchádzajúci tok prebieha, s výnimkou najvrchnejších častí toku, ktoré zberajú vody z podhalského flyšu, v hydrogeologicky nepriaznivých kriedových sedimentoch krížňanského príkrovu.

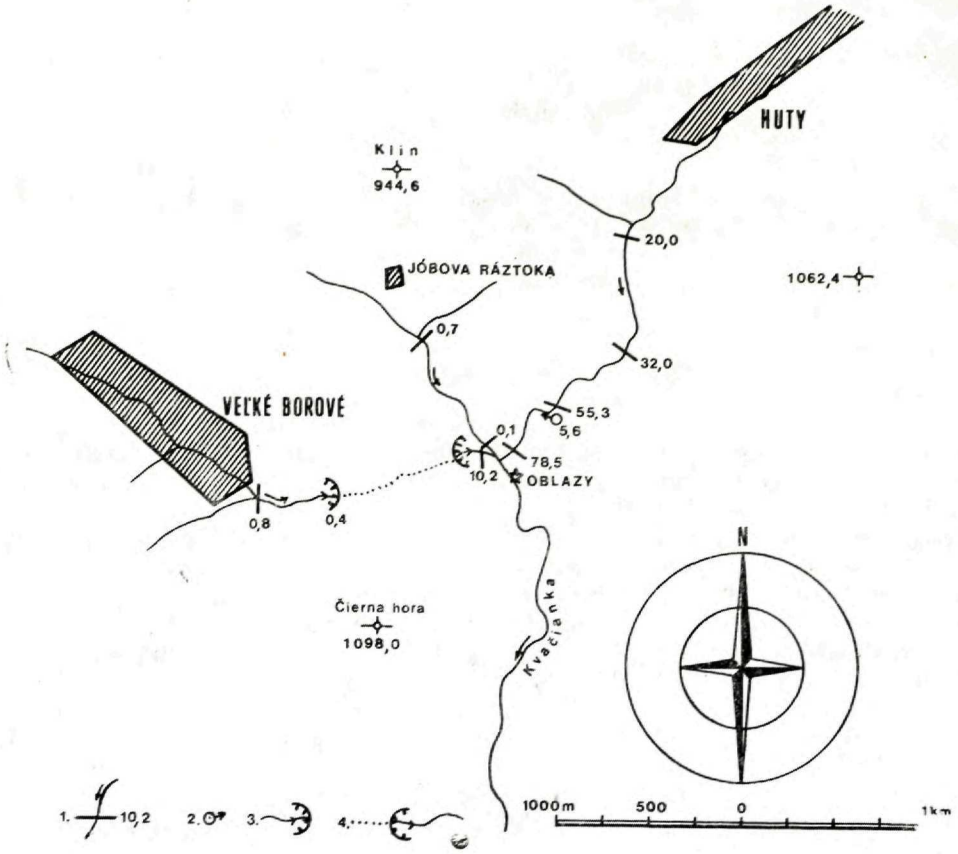
Prietok toku pri vstupe do mezozoika je 5,5 l/s. Smerom k okrajovému prosečnianskemu zlomovému pásmu prietok postupne plynule narastá na 37,6 l/s (2. 8. 1967). Tak ako v predchádzajúcom toku i v oblasti okrajového zlomového pásma boli zaznamenané určité straty a prietok sa zmenšil na 31,0 l/s.

Potok v doline Liptovskej Anny. Pramení v kriedových sedimentoch krížňanského príkrovu a povrchovo odvodňuje prakticky iba tieto sedimenty. Bolo dokumentované plynulé zvyšovanie prietoku z 1,1 l/s na 6,6 l/s.

Potok Prosečnianka. Vyviera v podhalskom flyši s. od Chočského pohoria. Flyšový vývoj sedimentov v hornej časti toku spôsobuje veľký rozkyv prietoku, pričom v suchých obdobiach je tento prírastok nepatrný. V čase meraní (26. 7. 1967) bol celkový prietok v oblasti nad stykom s mezozoikom cca 3 l/s. Vody Prosečnianky i jej ľavostranného prítoku sa na hranici s mezozoikom strácajú v ponoroch. Naprieč celým mezozoikom Prosečnianka vytvára podzemný tok až po hlavnú vyvieračku v Prosieckej doline, vystupujúcu v karbonatickom komplexe asi 500 m s. od okrajového prosečnianskeho zlomového pásma. Výdatnosť vyvieračky v období hydrometrických prác (26. 7. 1967) bola 187 l/s, straty v ponoroch iba 3,0 l/s. Tieto merania dokumentujú kvantitatívne malý bezprostredný podiel flyšových vôd na výdatnosti vyvieračky v suchých obdobiach. Spojenie ponorov s vyvieračkou bolo však dokázané stopovacími skúškami 12. 6. 1959 (V. Benický 1959). Dokumentovaný bol prestup stopovača (vzdušná vzdialenosť ponorov a výveru asi 2,0—2,5 km) za 6 hodín, čo svedčí o veľmi rýchlom prestupe povrchových vôd do vyvieračky (asi 0,09—0,11 m/s). V obdobiach dažďov povrchové vody flyšu zrejme kvantitatívne i kvalitatívne významne ovplyvňujú výdatnosť vyvieračky.

Medzi vyvieračkou a okrajovým zlomovým pásmom vystupujú menšie pramene a prestupy vôd do povrchového toku. Viazané sú na okrajový prosečniansky zlom a spôsobili zvýšenie prietoku z 187 l/s na 217 l/s (prírastok asi 30 l/s). V tomto toku na rozdiel od predchádzajúcich tokov krasové vody vystupujú po zlome na povrch. V dokumentovaných 30 l/s vystupuje na zlome časť ako sústredené pramene (16 l/s) a časť ako priamy prestup do toku (26. 7. 1967).

Potok Kvačianka. Jeho horný tok spolu s početnými prítokmi zberá povrchové vody z rozsiahleho územia zloženého z flyšových sedimentov paleogénu. V čase hydrometrických meraní (27.—28. 7. 1967) z flyšu vstupovalo povrchovými tokmi do karbonatického komplexu asi 32,0 l/s povrchových vôd. Nakoľko prítoky Kvačianky v severnej časti v oblasti Oblazov zachovávajú výrazný smer ZJZ — VSV, prípadne JZ — SV, ktorý je zhodný so smerom okrajového zlomu, predpokladáme, že tieto prítoky sledujú priebeh tektonickej línie smerovo zhodnej s okrajovým zlomom. Vzhľadom na túto skutočnosť venovali sme tejto časti toku veľkú pozornosť. Získané výsledky poukazujú na významné zvýšenie prietoku v širšej oblasti Oblazov (v širšej oblasti sútoku Kvačianky a Borovianky), spôsobené podzemnými krasovými vodami, a to asi 120 l/s, z čoho podstatná časť je priamy prestup, resp. pramene vyvierajú priamo do toku a iba malá časť vyviera v niekoľkých menších prameňoch. Z tohto množstva veľký prírastok bol dokumentovaný na Kvačianke v úseku medzi jej sútokom s Boroviankou a profilom asi 1 km pred sútokom (cca 50—60 l/s) a tiež po toku Kvačianky od sútoku s Boroviankou po profil asi 600 m južne od sútoku, kde bol dokumentovaný ďalší prírastok (príloha 1). Opakované merania (18. 9. 1973) potvrdili veľké prírastky podzem-



Obr. 7. Vzťah podzemných a povrchových vôd v hornej časti Kvačianskej doliny (z výsledkov hydrometrických meraní 18. septembra 1973) 1 — merný profil; — l/s., 2 — prameně; 3 — občasný ponor; 4 — občasná vyvieračka.
Fig. 7. Relationship between ground and surface waters in the upper part of the Kvačianska valley (from the results of hydrometric measurements of September 18, 1973) 1 — measuring profile — l/s, 2 — springs, 3 — occasional submersion, 4 — occasional point of issue.

ných vôd v hornej časti tejto oblasti (obr. 7)*. Súhlasný smer (JZ — SV) Kvačianky so smerom pozdĺžnych porúch by nasvedčoval, že tu existuje pozdĺžna porucha s výrazným drenážnym vplyvom, prípadne tu pôsobia i hydrogeologicky nepriaznivé lunzské vrstvy a ovplyvňujú sústreďovanie významných množstiev krasových vôd tejto oblasti.

Južne od tejto oblasti je Kvačianka zarezaná v hlbokom kaňone v strednotriasových vápencoch a dolomitoch, kde má prietok iba nepatrne narastajúci trend výdatnosti (viď príloha 1). Podobný prírastok prietoku ako na Prosečnianke je na Kvačianke v oblasti okrajového zlomu a tektonického okna

*Ďalšie merania pri vysokých prietokoch (6. 6. 1974) potvrdili veľké prítoky podzemných vôd v oblasti nad sútokom Kvačianky a Borovianky (sumárne cca 280 l/s). Naopak v oblasti medzi sútokom a profilom, asi 750 m j. boli zaznamenané významné straty (cca 150 l/s). Nevylučujeme možnosť prestupu strácajúcich sa vôd do vyvieračky v Prosieckej doline.

neokomu pri vyústení vodného toku do kotliny. Je to celkove 15—20 l/s, z čoho časť vyviera v prameňoch.

Suchý potok. Odvodňuje Suchú dolinu a je prakticky v celom úseku horného a stredného toku zarezaný do súvrství krížňanského príkrovu, v prevažnej časti do jeho triasových dolomitov. V spodnej časti narezáva karbonatický komplex chočského príkrovu. V hornom toku (merania v čase 29. 7. 1967 — 1. 8. 1967) výdatnosť mierne plynule narastá na 29 l/s až po profil vzdialený 1 km nad jeho sútokom s potokom Huňová. Od tohto profilu po oblasť sútoku boli zaznamenané menšie straty (asi 10 l/s). Potok Huňová (ľavostranný prítok Suchého potoka), odvodňujúci tektonické okno kryštalinika, má plynulé prírastky až po sútok. Prietok nad sútokom so Suchým potokom bol 31 l/s. Nakoľko dolomity krížňanského príkrovu sú hydrogeologicky uzavreté, krasové vody v. časti štruktúry sú odvodňované hlavne v oblasti 100—300 m pod sútokom Suchého potoka a potoka Huňová. V suchom období roku 1967 (29. 7.) bol hydrometrickými meraniami dokumentovaný v tejto oblasti výstup 80 l/s krasových vôd. Za touto štruktúrou tok zaznamenáva postupné úbytky. Ľavostranný prítok od Podmeštrovej dotovaný krasovým prameňom (cca 10 l/s) a ďalšími vodami doliny vôbec neovplyvnil prietok potoka v hlavnej doline. Asi 500 m v smere toku od prítoku z Podmeštrovej koryto Suchého potoka bolo suché. Predpokladáme, že povrchové vody sa strácali hlavne v širokom štrkovom alúviu Suchého potoka a v náplavovom kuželi vytvorenom pri vyústení Suchého potoka do Liptovskej kotliny. Tieto kvartérne sedimenty a nevyriešený vzťah povrchových vôd a podzemných vôd v nich zabraňuje bližšie určiť hydrogeologický vzťah okrajového zlomu a povrchových vôd toku a zistiť prírastky alebo straty podzemných vôd v miestach križovania povrchového toku a okrajového zlomového pásma. Táto problematika si vyžaduje detailnejšie štúdium.

Severovýchodný okraj hodnoteného územia je odvodňovaný Sivým potokom a potokom Pribisko.

Sivý potok. V hornom toku odvádza vody zo sv. časti chočského príkrovu, v strednom toku prerezáva tektonické okno krížňanského príkrovu a pred vyústením z pohoria prerezáva znova úzky pruh mezozoika chočského príkrovu. V hornej časti je významný jeho pravostranný prítok zberajúci vody zo synklinály chočských dolomitov medzi tektonickým oknom krížňanského príkrovu pri sv. okraji hodnoteného územia a malým tektonickým oknom krížňanského príkrovu severne od Radových skál. Celkový odtok z tejto synklinály bol 22 l/s (30. 8. 1967). Na tomto množstve sa podieľajú hlavne pramene pri jv. a s. okraji malého tektonického okna neokomu krížňanského príkrovu. Hoci hlavný tok tejto oblasti zaberá väčšiu povrchovú zbernú rozlohu, je podstatne menej dotovaný podzemnými vodami.

Prestup vodného toku cez tektonické okno krížňanského príkrovu nezaznamenal významnejší prírastok (7—8 l/s). Väčšie prírastky boli zistené pri prestupe povrchového toku cez úzky, (asi 500 m) pruh dolomitov chočského príkrovu pri s. okraji pohoria (28 l/s — 30. 8. 1967). V pruhu dolomitov v najseverovýchodnejšej časti hodnoteného územia boli dokumentované prírastky cca 8—10 l/s i do potoka Pribisko (5. 9. 1967). Toto množstvo zodpovedá zhruba rozlohe priľahlej infiltračnej oblasti.

Celkove možno konštatovať, že v tomto pohorí sa po prvýkrát pri hydrogeologickom výskume použili hydrometrické merania v takom veľkom rozsahu

a takej veľkej hustote profilov. Použitá metodika priniesla rozsiahle poznatky o vzájomných vzťahoch podzemných a povrchových vôd, ako aj o vzťahoch podzemných vôd a tektoniky územia. Merania sa uskutočnili v suchých obdobiach, aby sa do najväčšej možnej miery eliminoval vplyv ronových a podpovrchových vôd. Je zrejmé, že v obdobiach bohatých na zrážky kvantitatívne hodnoty demonštrované v tejto kapitole, hlavne kvantitatívne hodnoty prestupov podzemných vôd do tokov, budú podstatne väčšie. V tejto súvislosti treba upozorniť, že vzhľadom na obťažnosť a náročnosť prác (bolo premerané cca 200 profilov), merania boli urobené na podstatnej väčšine územia iba jednorazovo, čo nesie riziko určitých čiastkových chýb.

Hydrogeologicky významné oblasti krasových vôd hodnoteného územia

Vymedzenie hydrogeologicky významných krasových oblastí

V Chočskom pohorí a v hodnotenej časti mezozoika Západných Tatier možno vymedziť tieto hydrogeologicky významné oblasti.

Oblasť I Karbonatický komplex krížňanského príkrovu v hornej časti Suchej doliny
Oblasť II Karbonatický komplex chočského príkrovu pri severovýchodnom okraji hodnoteného územia
Oblasť III Karbonatický komplex chočského príkrovu sv. od Liptovských Matiašoviec
Oblasť IV Karbonatický komplex chočského príkrovu medzi Malatinou, Liptovskou Annou, Kvačanmi a Bielou skalou (kóta 1316)
Oblasť V Karbonatický komplex príkrovovej trosky Veľkého Choča
Oblasť VI Karbonatický komplex príkrovovej trosky Šípu
Oblasť VII Karbonatický komplex príkrovovej trosky Radičinej
Oblasť VIII Okno krížňanského príkrovu v doline Ráztočné (oblasť kúpeľov Lúčky)

Režim, doplňanie a vodná bilancia podzemných vôd vo vymedzených hydrogeologicky významných krasových oblastiach

Oblasť I — Karbonatický komplex krížňanského príkrovu v hornej časti Suchej doliny

Súvrstvia krížňanského príkrovu tu ležia ako plochá, mierne zvlnená doska s generálnym úklonom k SZ. Na povrch vystupujú súvrstvia od stredného triasu až po neokom. Z tohto vrstevného komplexu veľmi významným kolektorom krasových a puklinovo-krasových vôd sú najspodnejšie súvrstvia, a to strednotriasové guttensteinské vápence a dolomity. Nadložné súvrstvia (keuper — neokom) sú buď hydrogeologicky nepriaznivé, alebo málo priaznivé. Ani tieto súvrstvia nie sú však bez hydrogeologického významu, pretože rozširujú zbernú oblasť pre odkryté triasové karbonáty a v časti územia tvoria nepriepustné nadložie, prípadne bariéru (vrása keuperu) karbonatickým komplexom. Elevácia kryštalinika a obalových hydrogeologicky nepriaznivých

mezozoických súvrství v oblasti potoka Huňová rozčleňuje hydrogeologicky komplex krížňanských súvrství na 2 hydrogeologické časti, a to jv. časť (j. od tektonického okna vytvoreného z kryštalinika a obalu) a na sz. časť (oblasť medzi sútokom Suchého potoka s potokom Huňová a Suchým vrchom).

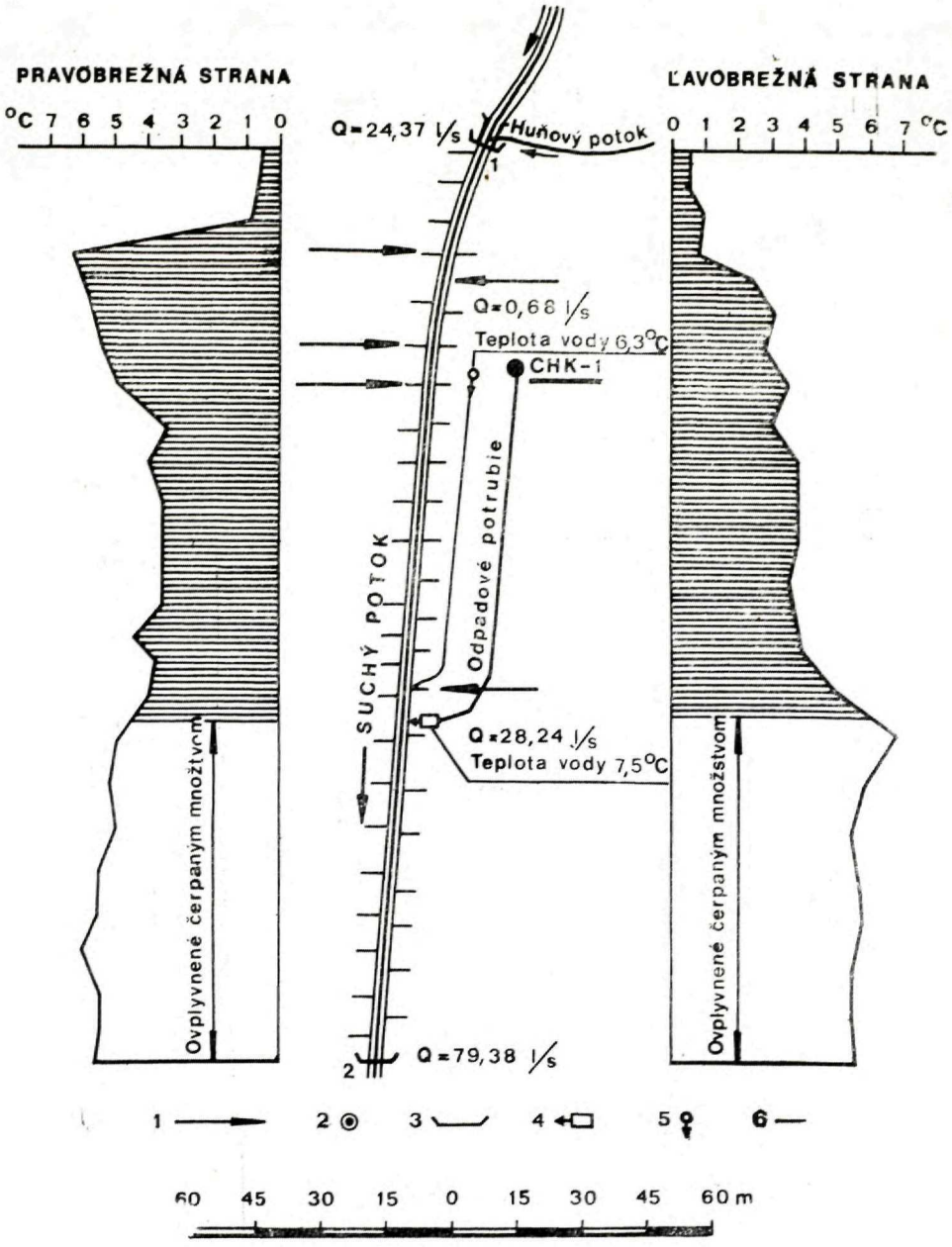
V juhovýchodnej časti karbonáty (dolomity) s generálnym úklonom k SZ zaberajú rozlohu 3,5—4,0 km². Hydrogeologickým výskumom v nich neboli dokumentované významnejšie výstupy krasových vôd. Jednou z najpravdepodobnejších možností, ako sa tento komplex odvodňuje, je hlbinný prestup jeho podzemných vôd pod súvrstvia chočského príkrovu k SZ až Z.

Odlišné hydrogeologické pomery sú v severozápadnej časti. Triasové hydrogeologicky priaznivé súvrstvia sú tu tiež uklonené k SZ pod mladšie hydrogeologicky nepriaznivé súvrstvia vlastného príkrovu. Celkove sú však skrasovatené vápence a dolomity v tejto oblasti uzavreté, a to na východe a juhovýchode eleváciou kryštalinika a obalových súvrství a pri j. okraji nadložnými súvrstviami vlastného príkrovu, hlavne súvrstviami neokomu, tvoriacimi bariéru vodám v ich prestupe južným smerom. V smere upadania vrstiev (k SZ) určitú bariéru tvorí prevrátená vrása keuperu, ktorej odkryvy možno sledovať v Suchej doline s. od sútoku potokov Suchej a Huňovej doliny (viď príloha 2). Do akej miery je táto bariéra úplná, nemožno na základe doterajších geologických poznatkov určiť. No i pri úplnosti bariéry však časť podzemných vôd z karbonátov, a to z dolomitov ležiacich z. od tejto bariéry (cca 1,0 km²) má možnosť prestupovať na SZ.

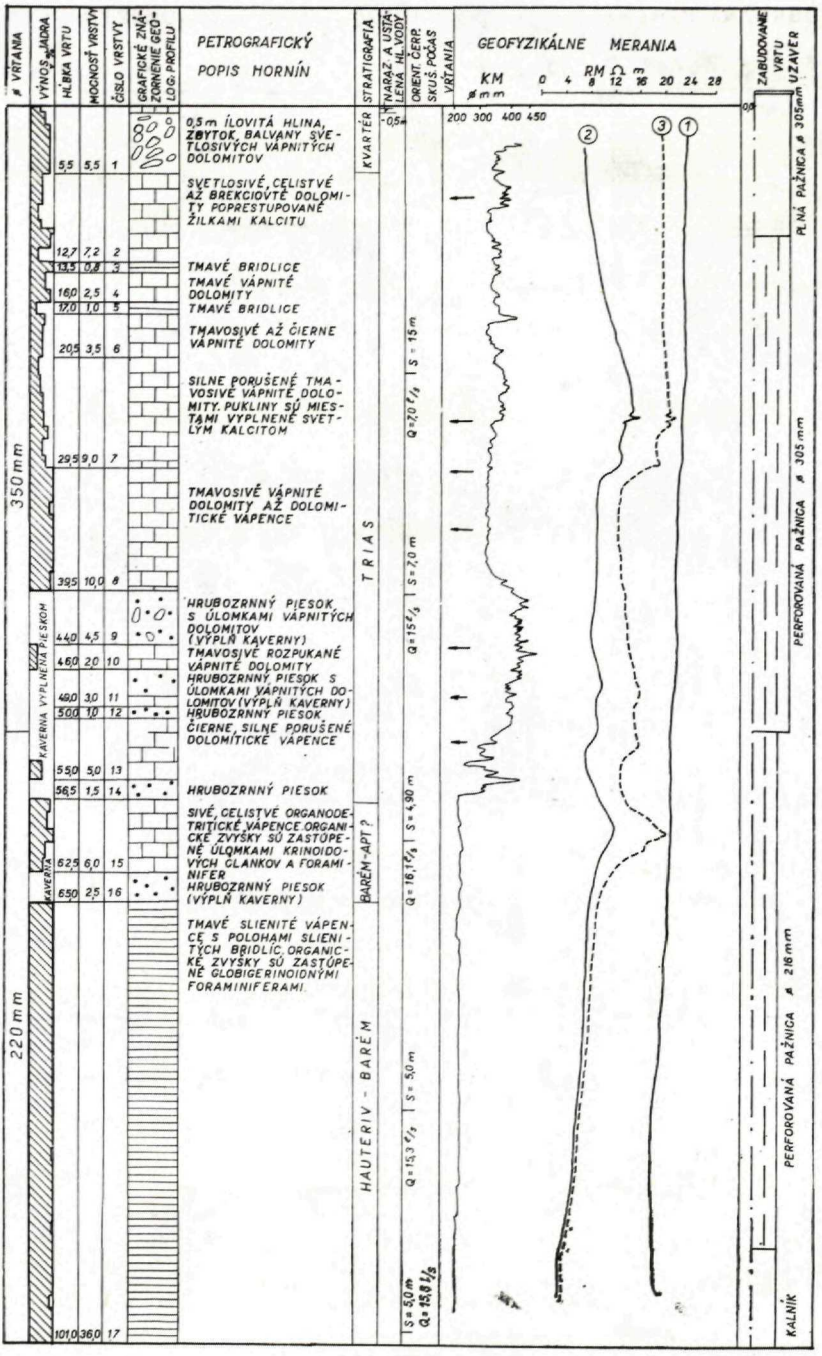
Celková infiltračná oblasť tejto uzavretej štruktúry meria cca 6,12 km², z toho rozloha karbonátov je cca 3,2 km². Z hydrometrických hodnotení vyplýva, že na celkovom odtoku z tejto štruktúry v priemerných klimatických obdobiach má hlavný podiel podzemný odtok. Hodnotenie prietoku v Suchej doline v júli 1967 ukázalo, že z celej rozlohy 6,12 km² povrchový prietok potoka tesne nad prítokom z doliny Huňová bol 12,0 l/s, pričom v toku nad týmto profilom prietok neprekročil 30 l/s a potočné vody infiltrovali do štruktúry. Infiltrované vody a straty z toku do štruktúry sa v dôsledku vyššie opísaných geologických a hydrogeologických pomerov sústreďujú pri j. okraji štruktúry, pri styku s bariérou nadložných hydrogeologicky nepriaznivých súvrství neokomu. Sústreďujú sa tu krasové vody prestupujúce do povrchových tokov. V hydrologicky priemernom období v júli 1967 celkový súhrn vystupujúcich krasových vôd bol 80 l/s (príloha 1). Výstupy podzemných vôd do Suchého potoka v tejto oblasti boli presnejšie lokalizované termometrickými meraniami (obr. 8). Celkový špecifický odtok z vymedzenej štruktúry činil v tomto období cca 15,0 l/s/km², z čoho špecifický odtok podzemných vôd bol cca 13,1 l/s/km², (júl 1967). Ak pripustíme, že časť infiltrovaných vôd (podzemné vody západnej časti štruktúry — z. od vrásy keuperu (rozloha 1 km²) nastupuje hlbinnú cirkuláciu v smere upadania vrstiev k SZ, vtedy celkové špecifické odtoky pre hodnotené obdobie vzrastajú, a to celkove na 18,0 l/s/km² a podzemný odtok na 15,6 l/s/km² (júl 1967).

Na základe poznania geologických a hydrogeologických pomerov v oblasti sústreďovania krasových vôd pri južnom okraji štruktúry sme realizovali roku 1969 v rámci základného výskumu GÚDŠ hydrogeologický vrt CHK-1. Bol lokalizovaný v ľavostrannom svahu, cca 200 m nižšie od vyústenia doliny Huňova do Suchej doliny. Celkovú charakteristiku vrtu dokumentuje obr. 9.

Vrt zasiahol v úseku 38,2—56,5 m kaverny. Najsilnejšie prítoky podzem-



Obr. 8. Termometrické merania povrchových vôd Suchého potoka v oblasti vrtu CHK-1.
Vysvetlivky:
1 — sústredený prítok; 2 — Vrt CHK-1; 3 — merný objekt; 4 — merná nádoba vrtu CHK-1; 5 — prameň; 6 — merné body teplotných meraní.
Fig. 8. Thermometric measurements of surface waters of the Suchý potok brook in the CHK-1 borehole area.
1 — concentrated affluent; 2 — borehole CHK-1; 3 — measurements construction; 4 — calibrated vessel of the bore hole CHK-1; 5 — spring; 6 — thermometrical measurement points.



Obr. 9. Hydrogeologický vrt CHK-1
Fig. 9. Hydrogeological borehole CHK-1.

ných vôd do vrtu boli zaznamenané v hĺbkách 25,7 m, 29,8 m a 59,2 m. Vrt mal po zabudovaní v úrovni terénu preliv 3,12 l/s. Dlhodobá čerpacia skúška dokumentovala v suchom období maximálnu ustálenú výdatnosť 28 l/s pri depresii 18,0 m (zima 1970). V druhej časti čerpacej skúšky sa dokázalo, že na doplňanie štruktúry, a teda i na výdatnosť vrtu malo vplyv jarné topenie snehu. Pri tých istých depresiách v porovnaní so suchým obdobím v prvej časti skúšky sa totiž výrazne zvýšila výdatnosť vrtu. Možno počítať s trvalým odberom 25,0—28,0 l/s. V období naplnenej štruktúry vrt dáva až 34 l/s pri tej istej depresii. Detailnejšie priebeh čerpacej skúšky, ako aj výstup podzemných vôd do toku v priebehu čerpacej skúšky dokumentuje obr. 10.

Porovnanie s výsledkami povrchového výskumu dokumentujúceho výstup cca 80 l/s podzemných vôd ukazuje, že vrt zachytil iba časť krasových vôd. Môžeme predpokladať, že ďalšími 1—2 vrtmi bude možné zachytiť významný podiel z uvedených 80 l/s.

Oblasť II — Karbonatický komplex chočského príkrovu pri sv. okraji hodnoteného územia

Časť karbonatického komplexu rozprestierajúca sa východne od Bielej Skaly (kóta 1316 m)je odvodňovaná k severu. Táto časť chočského príkrovu vytvorená zo strednotriasových a vrchnotriasových dolomitov, lunzských vrstiev a rétsko-hetanžských vápencov leží na súvrstviach krížňanského príkrovu. Výnimkou je sv. časť, kde leží priamo na kryštaliniku. V oblasti Holice je uklonená k severozápadu, v oblasti Sivého vrchu leží takmer vodorovne. V najvýchodnejšej časti spod tohto komplexu chočského príkrovu vystupujú na povrch tektonické okná podložného neokomu. Celková rozloha tejto časti karbonatického komplexu je 4,7 km^2. Pri celkovom generálnom odvodňovaní k severu tektonické pomery a litologické rozdielnosti jednotlivých súvrství, ako aj pomerne ploché uloženie komplexu a podložné, hydrogeologicky nepriaznivé súvrstvie, vystupujúce na povrch znemožnili, aby sa krasové vody sústredili do jedného, prípadne dvoch centier. Podmienili odvodňovanie komplexu väčším počtom prameňov jednak na obvode, jednak v jeho vnútornej časti.

Podstatná časť podzemných vôd vystupuje vnútri komplexu a je odvodňovaná Sivým potokom. Je to zrejme spôsobené synklinálnym prehnutím komplexu v osi JV — SZ, pričom Sivý potok zhruba sleduje os tohto prehnutia. Vnútorné tektonické komplikácie rozptyľujú vody tejto oblasti do viacerých prameňov. Vystupuje tu spolu 18 prameňov (nad 0,2—0,5 l/s) o celkovej výdatnosti cca 50 l/s (nesústavné merania). Pri jv. okraji na styku s kryštalinikom komplex odvodňuje 6 prameňov (s výdatnosťou nad 0,2 l/s) o celkovej výdatnosti cca 15 l/s (nesústavné merania). Napokon pri z. okraji do doliny Borovej vody komplex odvodňujú 4 pramene (s výdatnosťou nad 0,5 l/s) o spoločnej výdatnosti 8,0—9,0 l/s. Sumárne v priemerných hydrologických obdobiach z komplexu prameňmi odteká cca 73,0 l/s. V porovnaní s infiltračnou oblasťou (4,7 km^2) možno určiť orientačný špecifický odtok podzemných vôd prameňmi na 15,5 l/s/km^2. Vzhľadom na vysokopoloženú infiltračnú oblasť, ako aj vzhľadom na relácie so susednými územiami špecifický odtok podzemných vôd zodpovedá zhruba priľahlej infiltračnej oblasti.

Oblasť III — Karbonatický komplex chočského príkrovu na SV od Liptovských Matiašoviec

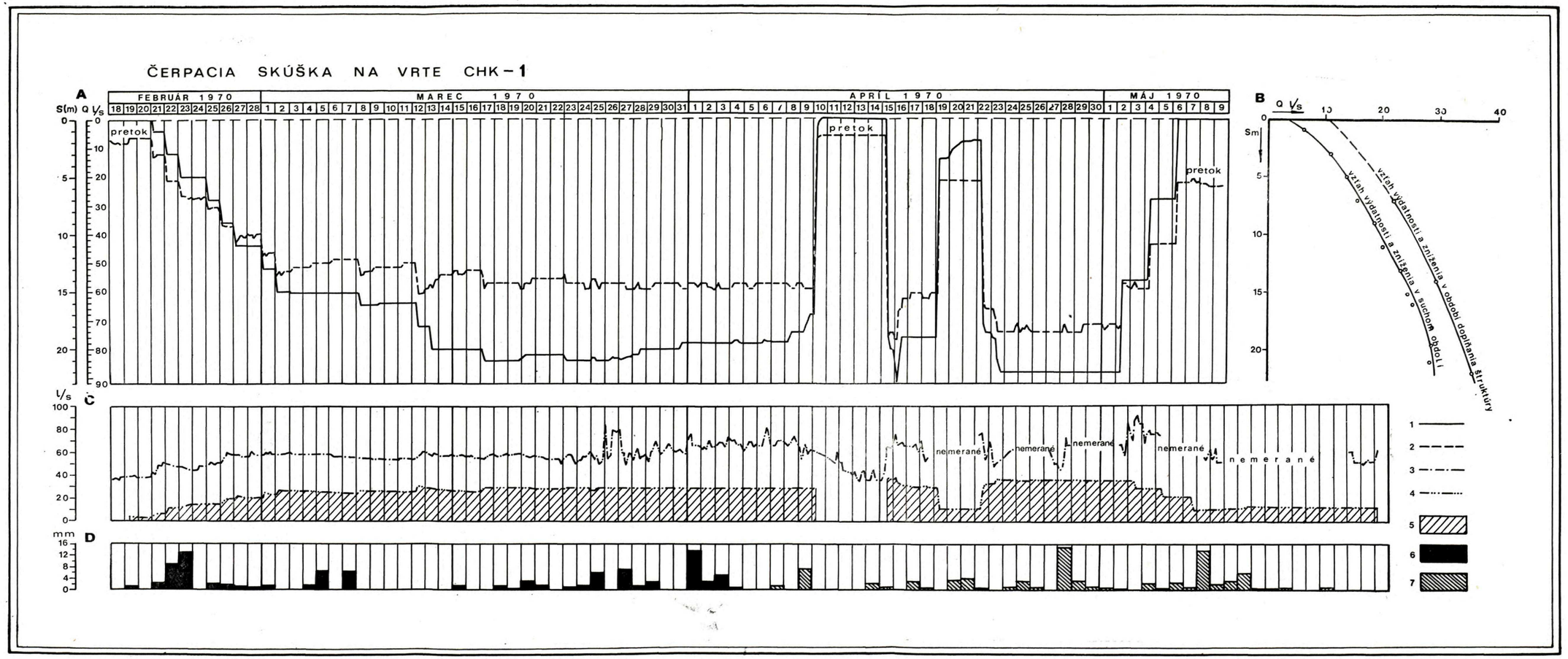
Tvorí časť chočského príkrovu tektonicky oddelenú od jeho hlavných rozlôh, rozprestierajúcich sa západným smerom. Chočský príkrov tu leží na hydrogeologicky nepriaznivých najvrchnejších členoch krížňanského príkrovu, ktoré vystupujú spod chočských súvrství na povrch na severe i východe. Na juhu ho ohraničuje okrajový podtatranský zlom, na ktorom sa súvrstvia tohto komplexu stýkajú s paleogénom Liptovskej kotliny vo flyšovom vývoji. Na západe sa karbonátový komplex s celkovým generálnym úklonom k severozápadu ponára pod paleogén Liptovskej kotliny, zasahujúci v tejto oblasti hlboko do pohoria a vyplňujúci územie medzi prosečnianskym a okrajovým podtatranským zlomom. Hrúbku paleogénu v priestore medzi zlomami nepoznáme. Paleogénne bazálne zlepence sa pri z. okraji komplexu ponárajú pod flyšový vývoj. Karbonatický komplex spolu s priľahlou časťou bazálnych karbonatických zlepencov zaberá plochu 5,0 km², na ktorej sa zlepence podieľajú cca 0,6 km². Možno predpokladať, že generálny smer prúdenia podzemných vôd v tejto oblasti je k severozápadu. Priečny zlom vnútri komplexu so smerom SV — JZ vytvára zložitejšiu tektoniku a nie je vylúčené, že má i hydrogeologickú funkciu vo vzťahu k prameňu Podmeštrová, ktorý z neho vyteká ako jediný významný prameň. Jeho výdatnosť kolíše v rozpätí 9,9—41,0 l/s. Priemerná výdatnosť prameňa je 21 l/s (hydrologický rok 1968). Oblasť je vcelku chudobná i na menej výdatné pramene. Okrem prameňa Podmeštrová bolo zistené iba niekoľko ďalších prameňov s výdatnosťou v rozpätí 0,1—0,5 l/s.

Už v predchádzajúcich kapitolách sme hovorili, že Suchý potok má v letnom období pri prestupe cez tento karbonatický komplex veľké straty. Veľké sú aj straty podzemných vôd infiltrovaných do vlastného karbonatického komplexu. Pri vyššie uvedenej rozlohe 5,0 km² možno predpokladaný celkový špecifický odtok podzemných vôd v porovnaní so susednými oblasťami odhadnúť v priemere na 60 l/s, z čoho v prameni Podmeštrová vystupuje 21 l/s. Možnosťou strát, a to buď do alúvia a náplavového kužeľa toku, prípadne hlbinného prestupu alebo kombinácie oboch možností sme sa zaoberali už v predchádzajúcich kapitolách.

Oblasť IV — Karbonatický komplex chočského príkrovu medzi Malatinou, Liptovskou Annou, Kvačanmi a Bielou skalou

Tiahne sa v pruhu od JZ na SV, od Malatinskej doliny na juhozápade až po vysokotatranské kryštalinikum na severovýchode. Jeho najvýchodnejšia časť je separátne odvodňovaná k severu, a preto pre vymedzený komplex bola stanovená sv. hydrogeologická hranica v mieste predpokladanej elevácie a súčasne i hydrologickej rozvodnice v oblasti Bielej skaly.

Bázu súvrstvia komplexu tvoria guttensteinské vápence, ktoré spolu s nadložnými strednotriasovými dolomitmi a reiflinskými vápencami vytvárajú jednotný, hydrogeologicky priaznivý celok. Bridličnaté, hydrogeologicky nepriaznivé lunzské vrstvy v litologickom slede odčleňujú nadložné vrchnotriasové dolomity. Komplex vytvára sprehýbanú a zdigitovanú kryhu so súvrstviami upadajúcimi k SZ, s generálnym úklonom 30—50°. Výnimkou je



Obr. 10
Čerpacia skúška na hydrogeologickom vrte CHK — 1
A — Grafické znázornenie priebehu čerpacej skúšky: 1 — čiara zníženia; 2 — čiara výdatnosti;
B — krivka vzťahu výdatnosti a zníženia
C — Časový priebeh zmien prírastku podzemných vôd do povrchového toku medzi mernými profilmi 1 a 2 (viď obr. 8); 3 — celkový prírastok podzemných vôd medzi profilmi 1 a 2; 4, 5 — vymedzenie podielu čerpaného množstva z celkového prírastku podzemných vôd.
D — Zrážky za hodnotené obdobie v zrážkomernej stanici Huty. 6-denné úhrny zrážok spadnuté vo forme snehu a akumulované na povrchu až do jarného topenia snehu. 7-denné úhrny zrážok vo forme dažďa.

Fig. 10
Pumping test on the hydrogeological borehole CHK-1:
A — Graphic representation of pumping test 1 — curve of drawdown; 2 — curve of yield,
B — Curve of yield and drawdown relationship.
C — Time curve of changes of ground-water increment into surface flow between the measuring profiles 1 and 2 (see Fig. 8); 3 — total increment of ground waters between profiles 1 and 2; 4—5 — partial delimitation of pumped amount from the total increment of ground waters.
D — Precipitations for the valued period in the Huty precipitation measuring station; 6 — daily sums of precipitations in the form of snow fall and accumulated in the surface till the Spring snow thaw; 7 — daily totals of precipitations in the form of rainfall.

východná časť s úklonom 20—40° k západu. Digitácia tohto vrstevného sledu mohla spôsobiť čiastočné vytlačenie lunzských vrstiev i obrátenú sukcesiu.

Pre vytváranie hydrogeologických podmienok má popri rozdielnom litologickom charaktere súvrství základný význam:

1. vzťah vápencov a dolomitov chočského príkrovu k nepriepustnému podložiu;
2. ich tektonické obmedzenie voči paleogénu;
3. vnútorná vrásová a zlomová tektonika

1. Vápencovo-dolomitický komplex leží na najvrchnejších, hydrogeologicky nepriaznivých členoch krížňanského príkrovu, ktoré vystupujú spod neho na povrch pri jeho z. okraji a v tektonickom okne s. od Kvačian pri jv. obmedzení kryhy. Základný význam majú výškové zmeny tohto nepriepustného podložia. Maximálna hĺbka podložia, a tým i maximálna depresia, je v oblasti vrchu Prosečné. Na severovýchode i juhozápade od tohto centra depresie sa podložie dvíha. Táto morfológia podložia podmienila maximálne usmernenie krasových vôd do oblasti Prosieckej a Kvačianskej doliny.

2. Vápencovo-dolomitický komplex je na juhu ohraničený okrajovým prosečnianskym zlomom, na ktorom sa stýka s flyšovým vývojom paleogénu Liptovskej kotliny. Predpokladáme, že flyš tvorí bariéru krasovým vodám v ich prestupe k juhu. K severozápadu karbonatický komplex upadá pod podhalský paleogén, z ktorého bazálne karbonatické zlepence tvoria hydrogeologicky jednotný celok s karbonátmi mezozoika, blokovaný na severe flyšovým vývojom paleogénu.

3. Vnútorná zlomová a vrásová tektonika s niekoľkými digitáciami je hydrogeologicky najzložitejším problémom chočského príkrovu. Podmienila sústredenie podzemných vôd do piatich centier.

a) Dve centrá sú v Kvačianskej doline, a to v oblasti Oblazov (cca 100—120 l/s) a pri ústí Kvačianskej doliny (15—20 l/s). V oboch prípadoch pravdepodobne hlavný význam pre sústredenie krasových vôd majú pozdĺžne tektonické poruchy.

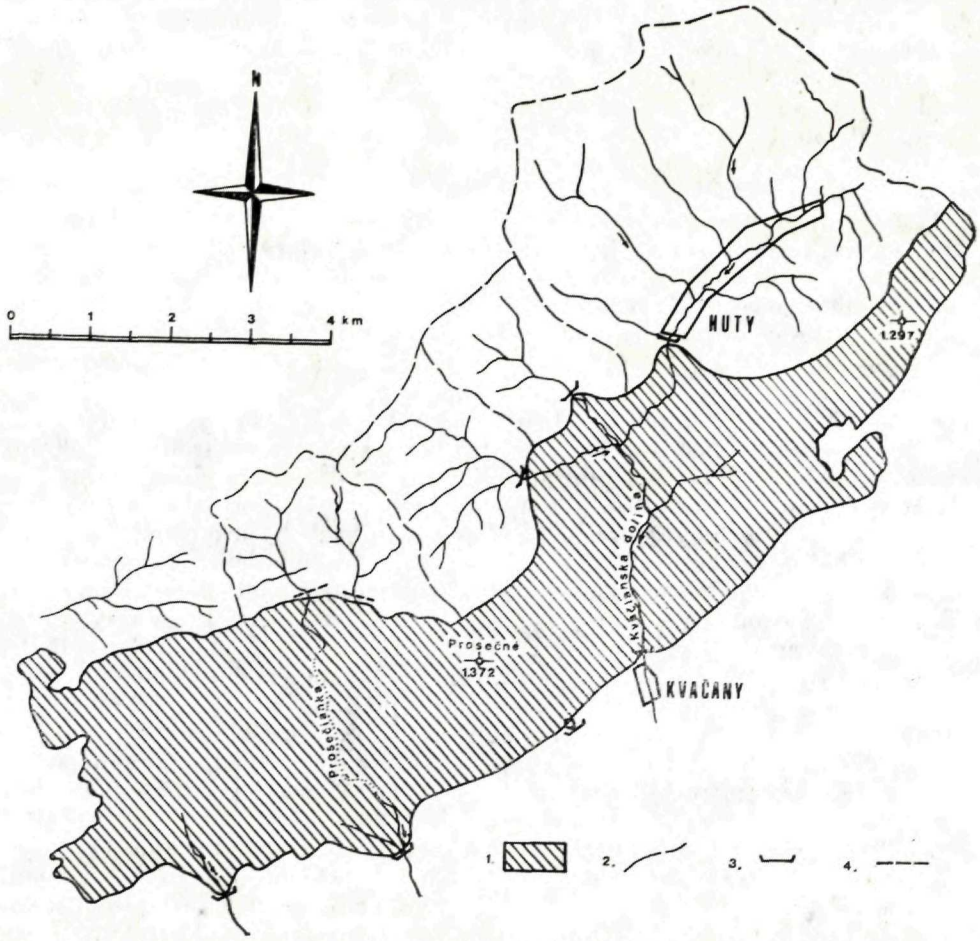
b) Výstup krasového prameňa z. od Kvačian pri okrajovom zlome (7—8 l/s).

c) Dve centrá v oblasti Prosieckej doliny. I keď tieto centrá sú vzájomne vzdialené iba cca 500 m, zrejme ide o dva hydrogeologicky odlišné areály výstupu krasových vôd. Je to jednak oblasť vyvieračky v Prosieckej doline spojenej s ponormi Prosečnianky, jednak výstup krasových vôd na okrajovom zlome v ústí Prosieckej doliny.

Pre hydrogeologické hodnotenie tohto karbonatického komplexu ako celku bola vypracovaná jeho orientačná hydrologická bilancia za rok 1970. (Bilanciu pre ďalšie časové obdobie nebolo možné zostaviť pre deštrukciu a zrušenie meraní HMÚ v časti merných objektov.)

Vymedzený komplex karbonátov chočského príkrovu spolu s priľahlými oblasťami vytvorenými hlavne z bazálneho paleogénu zaberá rozlohu 30,0 km (obr. 11). Z toho karbonáty chočského príkrovu majú povrchovú rozlohu 19,2 km², priľahlý bazálny paleogén 5,5 km² a hydrogeologicky nepriaznivé súvrstvia (lunz, neokom, flyšový paleogén) spolu 5,3 km², z čoho na povrchovú rozlohu bridličnatého súvrstvia lunzských vrstiev pripadá 4,67 km².

Vlastná orientačná hydrologická bilancia vychádzala: 1. zo zrážkomerných podkladov zo staníc Huty a Kvačany; 2. zo sústavných meraní vodných tokov vstupujúcich do karbonatického komplexu, a to Kvačianky (merný objekt.



Obr. 11. Hydrologicky bilancované územie karbonatického komplexu chočského príkrovu medzi Malatinou, Liptovskou Annou, Kvačanmi a Bielou skalou.
1 — bilancovaná oblasť; 2 — rozvodnica; 3 — merný objekt sústavne pozorovaný; 4 — hydrometrický profil.

Fig. 11. Hydrologically balanced territory of the Choč mantle carbonate complex between Malatiná, Liptovská Anna, Kvačany and Biela skala.
1 — balanced areas; 2 — watershed; 3 — measuring station continuously observed; 4 — hydrometric profile.

Huty), potoka Jobová ráztoka a Borovianka (merný objekt Veľké Borové) Hodnoty o povodí Prosečnianky, ktoré leží v takých istých odtokových pomeroch ako predchádzajúce, boli doplnené analógiou; 3. zo sústavných meraní vodných tokov vystupujúcich z karbonatického komplexu, a to Kvačianky (merný objekt Kvačany), Prosečnianky (merný objekt Prosiek), potoka z doliny Liptovská Anna a sústavných meraní vyvieračky na okrajovom zlome z. od Kvačian.

Za charakteristické zrážky pre bilancované územie možno považovať priemerné hodnoty zo staníc Huty a Kvačany (mesačné úhrny v mm za hydrologický rok 1970 viď. tab. 4).

Tab. 4

Zrážkomerná stanica	XI	XII	I	II	III	IV	XI—IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	V—X	Roč. priemer
Huty	52	22	34	89	45	69	311	86	105	246	128	47	75	687	998
Kvačany	54	55	37	92	39	68	345	87	97	210	129	59	84	666	1011
Priemer	53	38	36	90	42	69	328	86	101	228	128	53	80	676	1004

Ako vidíme v tabuľke, napriek značným výškovým rozdielom oboch staníc rozdielnosti v zrážkových úhrnoch nie sú veľké, a preto priemernú hodnotu môžeme považovať za reprezentatívny úhrn zrážok pre hodnotenú oblasť.

Hodnoty pre výpar boli použité zo stanice Malatiná, nachádzajúcej sa pri sz. okraji komplexu (tab. 5).

Tab. 5

Úhrnný výpar zo stanice Malatiná za hydrologický rok 1970 (v mm)

Stanica	XI	XII	I	II	III	IV	XI—IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	V—X	Ročný priemer
Malatiná	17	0	0	1	5	34	57	65	107	99	84	52	23	430	487

Priemerné prítokové a odtokové hodnoty merných profilov za jednotlivé mesiace, ako aj ich polročné a ročné sumárne hodnoty odtoku podáva tabuľka 6.

Hydrologická bilancia za hydrologický rok 1970 priniesla tieto výsledky:

Zrážky

V prvom polroku hydrologického roku spadlo v hodnotenom území sumárne 9 840 000 m³ zrážok, čo reprezentuje v priemere 21,0 l/s/km². V druhom polroku hydrologického roku spadlo úhrnne 20 280 000 m³ zrážok, čo reprezentuje

Tab. 6

Priemerné hodnoty mesačných prítokov a odtokov povrchových tokov z karbonatického komplexu chočského príkrovu medzi Malatinou, Lipt. Annou, Kvačanmi a Bielou skalou (v l/s za hydrologický rok 1970)

	Profil rok 1970	1. XI. 1969	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	30. IV. 1970	V.	VI.	VII.	VIII	IX.	X.	31. X. 1970	Priemer za XI—IV	Priemer za V—X	Priemer ročný
Prítoky	Huty Kvačianka	126	175	114	287	158	560	1062	500	304	340	1767	426	176	287	410	392,7	550	471,3
	potok Jobová Ráztoka	17	30	9	66	18	97	160	170	59	70	134	48	19	46	95	63,3	62,7	63
	V. Borové Borovianka	28	64	39	105	30	171	343	300	97	104	251	102	135	94	110	125,3	130,5	127,9
	Kubín Prosečianka	27,6	38,3	25	62,9	34,6	122,6	232,6	109	66,6	74,5	387	93,3	38,5	62,9	89,8	86	120,4	103,2
	Prietok. sumár	198,6	307,3	187	520,9	240,6	950,6	1797,6	1079	526,6	588,5	2539	771,3	368,5	489,9	704,8	667,3	863,7	765,5
Odtoky	Kvačany Kvačianka	208	302	206	502	269	916	1737	1050	500*	531	2789	733	306	495	700	655,3	892,3	773,8
	Dl. Lúka prameň	7,0	7,0	7,0	6,5	6,5	7,5	7,8	7,0	7,5	6,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0
	Prosiek Prosečianka	160	219	196	159	109	228	704	840	636	364	477	493	276	257	246	296,2	417,2	343,2
	Lipt. Anna potok	5,1	5,0	4,0	5,0	4,0	10,0	52,0	57,0	22,0	6,0	25,0	23,0	7,0	4,0	5,9	13,3	14,5	13,9
	Prietok. sumár	308,1	1533	413	672,5	388,6	1161,5	2500,8	1954	1165,5	907	3298	1256	596	763	958,9	944,8	1331	1137,9
	Rozdiel	109,5	225,7	226	151,6	147,9	210,9	703,2	875	638,9	318,5	759	484,7	227,5	273,1	254,1	277,5	467,3	372,4
	Špecific. odtok l/s/km²	3,65	7,52	7,53	5,05	4,93	7,03	23,44	29,2	21,3	10,6	25,3	16,2	7,58	9,1	8,47	9,25	15,6	12,41

v priemere 43,0 l/s/km². Celkove za hydrologický rok spadlo 30 120 000 m³ zrážok, čo reprezentuje v priemere 32 l/s/km².

Výpar

Na základe výsledkov zo stanice Malatiná aplikovaných na celú hodnotenú oblasť celkový výpar bol nasledovný: V prvom polroku počítame pre hodnotenú plochu s celkovým úhrnom výparu 1 710 000 m³, čo reprezentuje v priemere 3,64 l/s/km². V druhom polroku úhrnný výpar z hodnotenej plochy činil sumárne 12 900 000 m³ zrážkových vôd, čo reprezentuje v priemere 27,05 l/s/km². Celkový výpar z hodnoteného územia za hydrologický rok bol úhrnom 14 610 000 m³, čo reprezentuje v priemere 15,4 l/s/km².

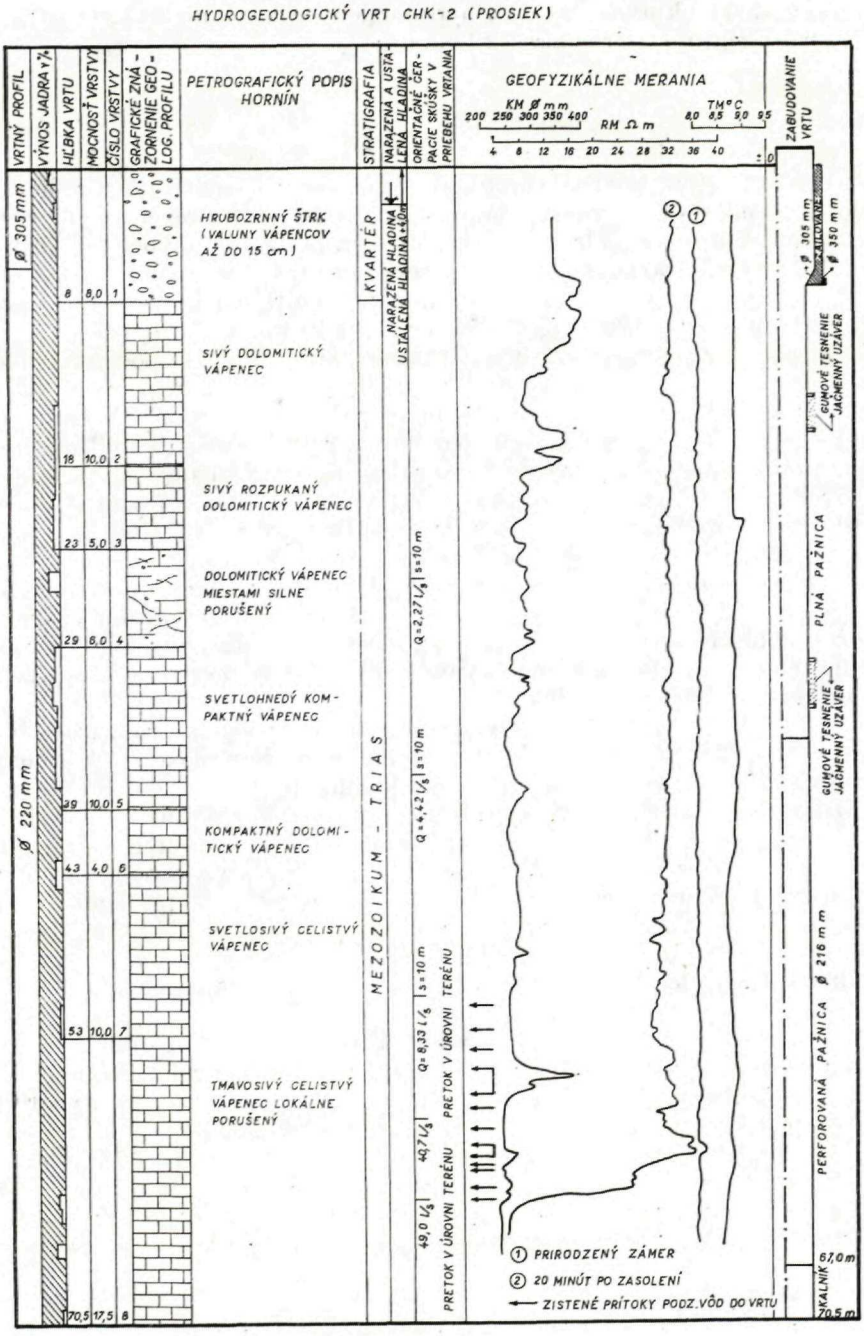
Na základe zrážkovo-výparových vzťahov povrchový a podzemný odtok spolu s vyrovnávaním zásob by mal reprezentovať v prvom polroku hydrologického roku 8 130 000 m³ a v druhom polroku 7 380 000 m³. V skutočnosti snehová pokrývka a jarné topenie snehov v roku 1970 spôsobili, že zásoby vody z prvého polroku hydrologického roku ovplyvnili druhý polrok. Celkove za hydrologický rok 1970 by sa na odtoku a doplňaní malo podieľať dovedna 15 510 000 m³ zrážkových vôd, čo reprezentuje v prepočte na odtok z územia 491,82 l/s a v prepočte na špecifický odtok 16,4 l/s/km².

Pri hodnotení odtokových pomerov (viď tab. 6) z rozdielu vstupných a výstupných objektov vyplýva, že priemerný odtok v prvom polroku hydrologického roku bol 277,5 l/s a v druhom polroku 467,3 l/s. Za hydrologický rok bol z hodnoteného územia dokumentovaný celkový priemerný odtok 372,4 l/s, čo reprezentuje špecifický odtok 12,4 l/s/km².

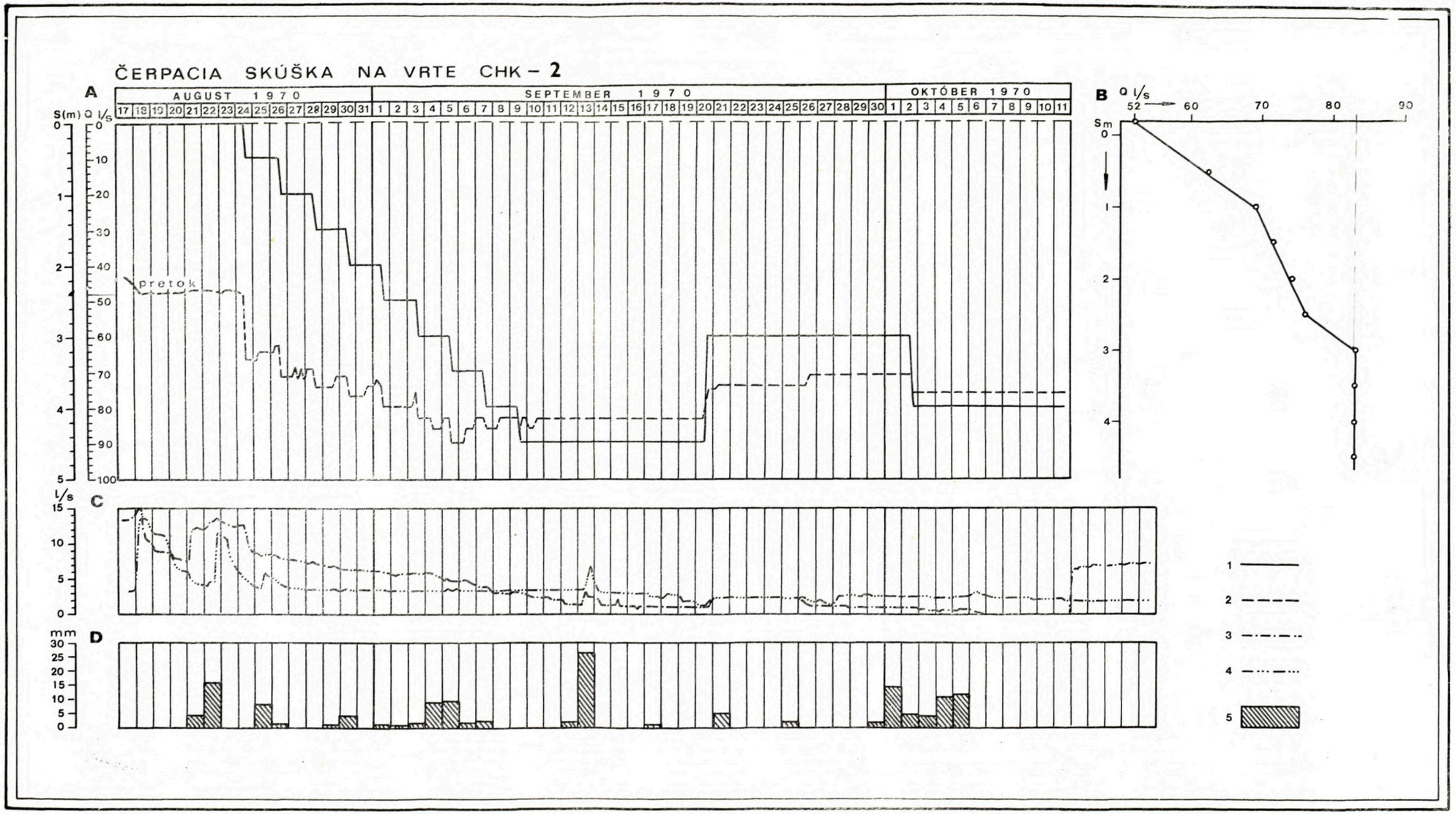
Vzhľadom na to, že bol hodnotený iba jeden hydrologický rok, treba bližšie preskúmať zásoby podzemných vôd v hodnotenom komplexe a ich zmeny za hydrologický rok 1970. K 1. 11. 1969 bol hodnotený komplex vo veľkej miere vyprázdnený. Poukazuje na to špecifický odtok k tomuto dňu — 3,65 l/s/km². Porovnanie tohto špecifického odtoku so špecifickým odtokom 29,17 l/s/km² k 30. 4. 1970 potvrdzuje, že veľké množstvo zásob z prvého polroku hydrologického roku 1970 sa presunulo do druhého polroku. V priebehu druhého polroku sa zásoby zmenšili, avšak v provnaní so stavom z 1. 11. 1969 na konci hydrologického roku boli zásoby v komplexe podstatne vyššie. Dokumentujú to hodnoty špecifických odtokov z 1. 11. 1969 — 3,65 l/s/km² a z 31. 10. 1970 — 8,47 l/s/km².

Z tohto možno urobiť záver, že časť zásob podzemných vôd doplnených v hydrologickom roku 1970 prešla do hydrologického roku 1971. S touto hodnotou musíme počítať pri porovnávaní výsledkov zo zrážkovo-výparových vzťahov, podľa ktorých priemerný špecifický odtok činil 16,4 l/s, a z hodnotenia odtoku, ktorý dokumentoval špecifický odtok v priemere 12,4 l/s. Počítame, že na zistenom rozdiele 4 l/s/km² sa podieľajú jednak akumulované zásoby v komplexe, ktoré prešli do nasledujúceho hydrologického roku, jednak odtok alúviami v oblasti merných objektov, prípadne skrytý prestup do sedimentov priľahlej kotliny, ako aj prípustné chyby v meraní jednotlivých členov bilančnej rovnice.

Z opísaných 5 oblastí sústredenia krasových vôd bola pre detailnejší výskum vybraná oblasť v ústí Prosieckej doliny a overená hydrogeologickým vrtom CHK-2. Pred vrtnými prácami v ústí Prosieckej doliny vyvieralo viac menších



Obr. 12. Hydrogeologický vrt CHK-2 (Prosiek)
Fig. 12. Hydrogeological borehole CHK-2 (Prosiek)



Obr. 13. Čerpacia skúška na hydrogeologickom vrte CHK-2
A — Grafické znázornenie priebehu čerpacej skúšky.
1 — čiara zníženia; 2 — čiara výdatnosti;
B — Krivka vzťahu výdatnosti a zníženia.
C — Časový priebeh zmien výdatnosti prameňov v oblasti vrtu CHK-2
3 — prameň nad vrtom, 4 — horný prameň;
D — 5 — Zrážky za hodnotené obdobie v zrážkomernej stanici Kvačany.

Fig. 13. Pumping test on hydrogeological borehole CHK-2
A — Graphic representation of pumping test: 1 — drawdown curve, 2 — yield curve;
B — Curve of yield and drawdown relationship;
C — Time changes of spring yields in the CHK-2 borehole area: 3 — Spring above the borehole, 4 — upper spring;
D — 5 — Precipitations for the evaluated period in the Kvačany precipitation measuring station.

prameňov o celkovej výdatnosti 10—15 l/s. Vrt bol realizovaný v roku 1970 na okrajovom prosečnianskom zlome. Celkovú charakteristiku vrtu dokumentuje obr. 12. Vrt v úseku 55,0—58,0 m prevŕtal význačnú tektonickú poruchu s úklonom 70—80°, ako aj rozsiahlejšie skrasovatenie. Ďalšie väčšie otvorené pukliny a kaverny boli zistené v hĺbke 60,0—63,0 m.

V priebehu vrtných prác boli sledované hydrogeologické pomery vrtu krátkodobými čerpacími skúškami pri depresii 1,0 m. Výsledky skúšok podáva tabuľka 7.

Tab. 7

Dátum	Hĺbka vrtu m	Ustálená hlad. m	Zníženie S v m	Výdatnosť Q v l/s	Poznámka
23. 6. 1970	25,0	—2,15	1,0	1,28	
26. 6. 1970	40,0	—1,40	1,0	1,66	
2. 7. 1970	50,0	—1,20	1,0	4,13	
9. 7. 1970	58,0	prietok	± 0	12,5	prietok nastal v úseku 56—58 m
22. 7. 1970	70,5	prietok	± 0	54,3	zvýšenie prietoku v úseku 60—63 m. Výtlačná výška + 4,0 m nad terén

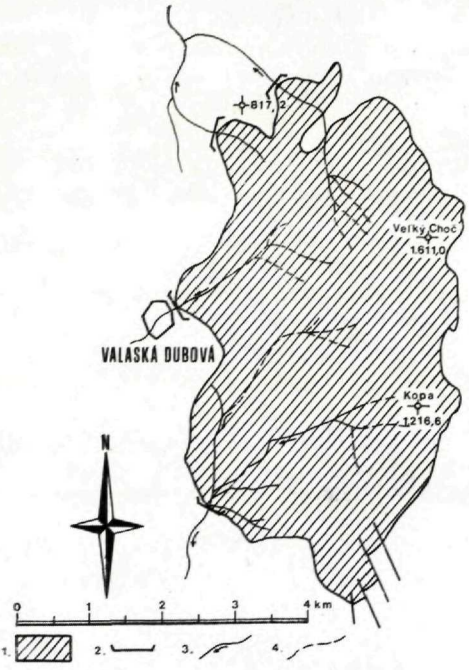
Z tabuľky 7 vyplýva, že až do hĺbky cca 45 m karbonáty neboli veľmi porušené — sú teda bez otvorených puklín a kavern. Vplyv tlakových vôd sa prejavil až v hĺbke 50 m. Z hĺbky 56—58 m po navŕtaní význačnej poruchy vytekalo 12,5 l/s. Prietok sa prechodom cez porušený a skrasovatený úsek v hĺbke 60—63 m zvýšil na 54,3 l/s. V hĺbkach od 64—70,5 m nebol dokumentovaný význačnejší prítok krasových vôd. Hladina podzemnej vody sa ustálila vo výške 4 m nad terénom.

Vrt bol podrobený 49-dennej čerpacej skúške (24. 8. — 11. 10. 1970), priebeh ktorej zaznamenáva obr. 13, ktorý dokumentuje tiež vplyv čerpania vrtu na výdatnosť prameňov v jeho okolí. Bolo zistené postupné nepravidelné narastanie výdatnosti v závislosti od depresie až po depresiu 3 m. Z krivky výdatnosti je vidieť, že čerpacou skúškou boli zapojené minimálne 2 horizonty rozdielnej výtlačnej výšky. Pri ďalšom znižovaní až po s = 4,5 m neboli zapojené ďalšie horizonty. Bola dosiahnutá maximálna výdatnosť 83 l/s pri depresii 3,0 m, ktorá sa ustálila pri konci čerpacej skúšky na 74 l/s. Pokles výdatnosti možno pripísať vyčerpaniu akumulovaných zásob krasových vôd v štruktúre.

Vrt CHK-2 a čerpacia skúška potvrdili, že krasové vody na okrajovom prosečnianskom zlome možno zachytiť.

Oblasť V — Karbonatický komplex príkrovovej trosky Veľkého Choča

Tvorí najrozsiahlejšiu trosku chočských karbonátov v západnej časti pohoria, tiahnúcu sa v smere S — J a zaberajúcu rozlohu 19,6 km² (obr. 14). Ako celok leží na hydrogeologicky nepriepustných najvrchnejších súvrstviach krížňanského príkrovu. Tento nepriepustný podklad s generálnym úklonom k ZSZ



Obr. 14. Hydrologicky bilancovaná kryha Veľkého Choča
1 — bilancovaná oblasť; 2 — merné objekty; 3 — povrchové toky; 4 — občasné povrchové toky.

Fig. 14. The Veľký Choč hydrologically balanced berg.
1 — the balanced area; — 2 — measuring stations; 3 — surface flows; 4 — occasional surface flows.

vystupuje na povrch na celom východnom i západnom obvode kryhy. Jej severný a južný okraj je prekrytý pieskovcovo-ílovcovým súvrstvím paleogénu. Na základe geologických pomerov možno predpokladať, že na j. okraji existuje elevácia podložných súvrství, vytvárajúca na J hydrogeologické obmedzenie.

Vlastná troska Veľkého Choča je vytvorená zo strednotriasových vápencov, dolomitov a reiflinských vápencov. Tieto súvrstvia sú zvrásnené. Potvrdzuje to východná časť, kde guttensteinské vápence vytvárajú ležaté vrásy (J. Koutek 1935). No i napriek zložitej vnútornej stavbe všetky súvrstvia sú hydrogeologicky priaznivé a kryha vytvára jednotný hydrogeologicky priaznivý komplex.

Celkový úklon k ZSZ spôsobil, že krasové vody sa sústredili a vyvierajú pri z. a sz. okraji. Kryha je prakticky, s výnimkou období prívalových vôd, odvodňovaná prameňmi bez trvalých povrchových tokov.

Západná časť je v oblasti Biely breh odvodňovaná do povodia Váhu 10 prameňmi (z toho je 8 zachytených a využívaných). Ich výdatnosť kolíše v rozpätí 88,2—200,5 l/s a dvoma prameňmi s. od obce Valaská Dubová o celkovej výdatnosti 126,3—176,5 l/s. Výdatnejší prameň s výdatnosťou 90,2—127,3 l/s je zachytený a využíva sa.

Severozápadná časť je odvodňovaná do povodia Oravy dvoma prameňmi, a to zachyteným prameňom pri s. okraji karbonatického komplexu o výdatnosti 80,8—169,7 l/s a nezachyteným prameňom, nachádzajúcim sa 1 km jz. od predchádzajúceho prameňa, taktiež pri okraji kryhy o výdatnosti 6,3—13,0 l/s (dokumentované výdatnosti sú jednorazové mesačné merania, merané OVS Dolný Kubín).

Z podaného prehľadu vyplýva, že generálny smer podzemných krasových vôd v karbonatickom komplexe je západný až severozápadný. Celkové uloženie kryhy s vysokopoloženým, hydrogeologicky nepriaznivým podložím podmieňuje vytvorenie hlavne podzemných krasových vodných tokov v neveľkých akumulačných priestoroch. Napriek tomu, ako vidieť z rozkyvu výdatnosti prameňov, je celková retencia značná.

Pre celkové hydrogeologické a hydrologické hodnotenie oblasti Veľkého Choča, hlavne jej zrážkovo-odtokových pomerov, bola zostavená hydrologická bilancia, pre ktorú má kryha chočského príkrovu zvlášť priaznivé podmienky. Získané výsledky slúžia tiež ako porovnacie hodnoty pre zrážkovo-odtokové pomery v susedných oblastiach, a to Šípu a Radičiny.

Bilančné hodnotenie kryhy Veľkého Choča

V práci predkladáme bilančné hodnotenie dvoch hydrologických rokov, a to roku 1970 a 1971. Použitá bola zjednodušená bilančná rovnica tvaru:

$Z = (Opv + Opz) + V \pm R_p \pm S$

Z = atmosferické zrážky
Opv = odtok povrchovými tokmi
Opz = odtok podzemných vôd (vzhľadom na to, že podstata odtoku je z podzemných vôd, povrchový a podzemný odtok neboli rozčleňované)
V = úhrnný výpar
$\pm R_p$ = zmeny zásob podzemných vôd
$\pm S$ = sumár chýb jednotlivých členov bilančnej rovnice

Vstupné údaje pre jednotlivé členy bilančnej rovnice boli určené týmito metódami:

a) *Zrážky* (Z) spadnuté na hodnotené územie boli vyčíslené bežnými metódami z máp izohyps v mierke 1 : 50 000 zostavených J. Tomlainom — V. Peterkom a F. Šamajom (1970—1971). Boli zostavené pre jednotlivé hydrologické polroky bilancovaného obdobia na základe výsledkov zrážkomerných staníc Ružomberok, Dolný Kubín, Lúčky-kúpele, Liptovská Teplá, Valašská Dubová, Malatiná.

b) *Odtok* podzemných a povrchových vôd ($Opv + Opz$) sa meral na obvode kryhy v stabilizovaných betónových merných žľaboch v 5 vodomerných staniciach. Merania robili pozorovatelia HMÚ Bratislava raz denne. V týchto objektoch boli merané prebytky podzemných vôd zo zachytených prameňov, nezachytené pramene a ronové vody. Značná časť vôd sa odčerpáva pre vodovodné zásobovanie. Odoberané množstvá boli odčítavané na vodomeroch raz mesačne ako mesačné sumáre odobratej vody (bližšie viď tabuľky 8, 9).

c) *Úhrnný výpar* (V) pre hodnotenú kryhu a jeho priestorové a časové rozloženie bolo zhodnotené na základe údajov štyroch meteorologických staníc metódou M. I. Budyka. Pre toto hodnotenie boli použité výsledky meteorologických staníc Dolný Kubín, Lúčky-kúpele, Malatiná, Ružomberok. Výpar stanovil kolektív pracovníkov J. Tomlain — V. Peterka — F. Šamaj — D. Žák (1970—1971). Mapy izolínií výparu boli vypracované pre jednotlivé hydrologické polroky bilancovaného obdobia.

d) *Zmeny zásob podzemných vôd* ($\pm R_p$) boli určené na základe výtokovej čiary sumárnej hodnoty odtoku vôd z kryhy. Vzhľadom na uzavretosť štruktúry, t. j. vzhľadom na možnosť merania celkového odtoku všetky členy bilančnej rovnice boli stanovené priamymi metódami. Vyčíslené rozdiely v rovnici (ako uvidíme ďalej) možno považovať za súčet chýb, ktorými sú zaťažené jednotlivé členy rovnice.

Bilančné hodnotenie za hydrologický rok 1970

Tabelárny prehľad odtoku vôd v l/s z karbonatickej kryhy Veľkého Choča za rok 1970

Stanica			1. XI.	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.
Jasenová		odpad + sumár nezach. pram.	36,0	39,0	41,0	49,0	43,0	52,0	92,0
	odber	pre Dol. Kubín	19,29	19,291	21,887	28,498	33,805	31,811	38,201
	odber	Jasenová + Val. Dubová	0,87	0,868	0,985	1,28	1,51	1,43	1,72
		sumár	56,16	59,159	63,872	78,778	78,315	85,241	131,921
Nad novou cestou			7,86	7,86	8,77	8,55	8,1	18,05	18,0
Valaská Dubová			29,0	24,0	25,0	27,0	25,0	28,0	31,0
Valaská Dubová (Chočová voda)		odpad	70,0	55,0	47,0	54,0	48,0	58,0	66,0
		odber	1,18	1,176	2,795	1,011	1,197	1,85	2,233
		sumár	71,18	56,176	49,795	55,011	49,197	59,85	68,233
Likavka		odpad	80,0	60,0	67,0	77,0	59,0	165,0	145,0
	odber	pre Ružomberok	13,89	13,893	7,094	5,044	16,523	15,188	32,851
	odber	pre Likkavku	8,09	8,088	17,422	7,905	9,013	7,788	10,045
		sumár	103,98	81,981	91,516	89,949	84,536	187,976	187,896
Martinček		odber	0,94	0,944	0,487	0,453	0,429	0,471	0,662
		celkový sumár	269,12	222,12	239,44	259,741	245,577	379,588	437,712
Špecifický odtok		l/s/km²	13,731	11,313	12,216	13,252	12,529	19,367	22,332

Pri hodnotení jednotlivých rokov, v ktorých bola zostavená hydrologická bilancia vo vzťahu k normálnemu stavu, možno konštatovať, že *hydrologický rok 1970* možno z hľadiska teplotných pomerov charakterizovať ako chladnejší než normál (v priemere 0—0,4 °C). Z hľadiska zrážok tento rok bol o niečo vlhší ako normál (1931—1960), a to asi o 10%.

Hydrologický rok 1971 z hľadiska teplotných pomerov môžeme charakterizovať ako normálny. Naproti tomu celoročný úhrn zrážok bol v celej uvažovanej oblasti pod normál.

Z charakteristík hydrologických rokov 1970 a 1971 vo vzťahu k normálu možno konštatovať, že výsledky s priemernou dlhodobou platnosťou sú medzi výsledkami oboch hydrologických rokov.

Odtok (Opv + Opz)

Celkový odtok z hodnoteného územia za hydrologický rok 1970 vyjadrený v mesačných priemeroch podáva tabuľka 8.

Tab. 8

V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	31. X.	Priemer		
							XI.—IV.	V.—X.	ročný
116,0	108,0	98,0	111,0	81,0	57,0	56,0			
28,191	28,557	28,847	27,740	25,580	23,912	23,9			
1,27	1,28	1,30	1,25	1,15	1,08	1,08			
145,461	137,837	128,147	139,990	107,740	81,992	80,98	82,881	123,524	103,204
14,5	16,5	15,7	15,3	11,1	10,25	8,0	11,55	13,89	12,72
33,0	34,0	38,0	35,0	31,0	29,0	30,0	27,0	33,0	30,0
72,0	72,0	77,0	74,0	67,0	67,0	64,0			
1,534	1,806	1,559	2,260	1,930	1,818	1,820			
73,534	73,806	78,559	76,260	68,930	68,818	65,82	56,377	73,318	64,847
111,0	130,0	118,0	116,0	65,0	59,0	51,0			
32,863	32,383	35,478	33,442	41,250	38,967	38,97			
8,022	10,383	10,513	10,296	9,395	9,017	9,02			
151,885	172,776	163,991	159,738	115,645	106,984	98,99	120,642	145,168	132,905
0,599	0,651	0,652	0,609	0,537	0,503	0,50	0,574	0,592	0,583
418,979	435,560	425,049	426,897	334,952	297,547	284,29	287,363	389,831	343,597
21,376	22,222	21,686	21,780	17,089	15,181	14,505	15,172	19,889	17,530

Atmosferické zrážky a úhrnný výpar (Z, V)

Tab. 10

Hydrolog. rok 1970	1. 11. — 30. 4.		1. 5. — 30. 10.		Hydrol. rok	
	l/s	mm	l/s	mm	l/s	mm
zrážky	516,77	412,32	818,66	664,02	667,71	1074,32
výpar	61,34	48,94	526,13	426,75	293,73	472,56

Tabelárny prehľad odtoku vôd v l/s z karbonatickej kryhy Veľkého Choča za rok 1971

Stanica		1. XI.	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.
Jasenová odber	odpad + sumár nezach. pram.	56,0	58,0	67,0	92,0	79,0	87,0	67,0
	pre Dol. Kubín	25,13	25,127	23,52	23,97	25,225	24,357	36,627
	Jasenová + V. Kubín	1,041	1,039	0,972	0,991	1,043	1,007	1,805
	sumár	82,17	84,166	91,492	116,962	105,268	112,364	105,432
Nad novou cestou		9,0	18,8	15,1	13,3	13,5	13,2	13,3
Valaská Dubová		30,0	33,0	31,0	33,0	31,0	32,0	31,0
Valaská Dubová (Chočová voda)	odpad	72,0	73,0	75,0	72,0	69,0	72,0	72,0
	odber	2,72	2,27	1,61	2,73	2,37	1,92	2,75
	sumár	74,27	75,27	76,61	74,74	71,37	73,18	74,75
Likavka odber	odpad	57,0	145,0	109,0	99,0	103,0	107,0	91,0
	pre Ružomberok	38,91	38,916	37,944	29,716	28,416	22,834	34,511
	pre Likavku	12,38	10,379	9,465	9,310	8,570	12,183	9,783
	sumár	108,29	196,295	157,409	138,026	140,986	138,017	138,294
Martinček	odber	0,5	0,508	0,623	0,879	0,770	0,484	0,793
	celkový sumár	304,16	408,041	372,234	376,865	362,894	369,245	363,569
Špecifický odtok	l/s/km²	15,518	20,818	18,992	19,228	18,515	18,839	18,549

Zmeny zásob podzemných vôd (± Rp)

Pri skúmaní zmien zásob sme sa zaoberali vzťahom medzi odtokom prvého a posledného dňa bilancovaného obdobia. Celkový odtok z kryhy na začiatku bilancovaného obdobia (1. 11. 1969) bol 269,1 l/s. Na konci bilancovaného obdobia (30. 10. 1970) odtok reprezentoval 284,3 l/s. Toto porovnanie dokazuje, že v karbonatickom komplexe ostali v porovnaní so začiatkom bilancovaného obdobia zásoby podzemných vôd zo zrážok roku 1970 (+ R_p). Ich označenie na základe výtoku podľa výtokovej čiary dokumentovalo, že ide o cca 37 843 m³ podzemných vôd, čo v prepočte na celoročný odtok predstavuje iba 1,2 l/s.

Na základe hodnotenia vodnej bilancie za hydrologický rok 1970 odtieklo z kryhy z celkového úhrnu 1074,4 mm (667,7 l/s) atmosferických zrážok 552 mm (343,1 l/s) podzemných a povrchových vôd, čo predstavuje celkový objem 10 820 000 m³ a 51,4% zo zrážok. V komplexe ako zásoby zo zrážok roku 1970 ostalo iba 1,9 mm (1,2 l/s) vôd, čo predstavuje celkový objem

Tab. 9

V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	31. X.	Priemer		
							XI.—IV.	V.—X.	ročný
91,0	85,0	57,0	70,0	66,0	67,0	67,0			
32,966	31,635	32,997	33,868	32,946	31,269	31,27			
1,349	1,192	1,572	1,439	1,093	1,269	1,27			
125,315	117,827	91,569	105,307	100,039	99,538	99,54	102,614	106,599	104,607
12,7	15,1	11,8	9,0	8,95	6,7	6,0	14,53	10,71	12,62
34,0	33,0	29,0	31,0	30,0	30,0	30,0	31,83	31,16	31,50
72,0	77,0	66,0	69,0	69,0	67,0	68,0			
2,41	3,81	3,27	3,27	3,27	3,27	3,27			
74,41	80,81	69,27	72,27	72,27	70,27	71,27	74,32	73,217	73,769
92,0	118,0	77,0	55,0	52,0	40,0	20,0			
30,436	26,308	32,703	26,815	28,538	17,018	17,02			
12,831	13,670	12,479	12,111	12,616	12,868	12,87			
132,267	156,978	123,181	93,926	93,154	69,886	49,89	151,505	111,565	131,535
0,639	1,285	0,580	1,229	0,990	0,663	0,66	0,676	0,898	0,786
379,331	405,000	325,400	312,732	305,403	277,057	257,36	375,475	334,254	354,814
19,354	20,663	16,602	15,956	15,582	14,136	13,13	19,157	17,049	18,103

Tab. 11

Priemerná vodná bilancia za hydrologický rok 1970

Členy bilancie	Ročný priemer		% podiel
	l/s	mm	
Z	667,7	1074,3	100
V	293,7	472,6	44,0
$Z - V$	374,0	601,8	56,0
$(Opv + Opz)$	343,1	552,0	51,4
R_p	1,2	1,9	0,2
$(Opv + OpZ) + R_p$	344,3	553,9	51,6
S	29,7	47,8	4,4

37 843 m³ a iba 0,18% zo zrážok. Celková chyba je 47,8 mm (29,7 l/s), teda cca 4,4% zrážok. Vo vzťahu k sumárnej hodnote atmosferických zrážok je táto chyba záporná. Spôsobené je to buď nadhodnotením zrážok alebo podhodnotením niektorého z ostatných členov bilančnej rovnice. Priemerný špecifický odtok z kryhy za hodnotený hydrologický rok bol 17,5 l/s/km².

Bilančné hodnotenie za hydrologický rok 1971

Atmosferické zrážky a úhrnný výpar (Z, V)

Tab. 12

Hydrol. rok 1971	1. 11. — 30. 4.		1. 5. — 30. 10.		Hydrol. rok	
	l/s	mm	l/s	mm	l/s	mm
zrážky	518,15	413,42	647,05	524,82	582,6	937,4
výpar	65,04	51,89	494,89	401,41	279,96	450,5

Odtok ($O_{pv}+O_{pz}$)

Celkový odtok z hodnoteného územia za hydrologický rok 1971 vyjadrený v mesačných priemeroch podáva tab. 9.

Zmeny zásob podzemných vôd ($\pm$ Rp)

Pri hodnotení zmien zásob bol podobne ako v predchádzajúcom roku sledovaný vzťah medzi odtokom prvého a posledného dňa bilancovaného obdobia. Celkový odtok z kryhy na začiatku bilancovaného obdobia (1. 11. 1970) bol 304,2 l/s. Na konci bilancovaného obdobia (30. 10. 1971) celkový odtok bol 257,4 l/s. Toto porovnanie dokazuje, že z kryhy v priebehu hydrologického roku 1971 odtiekla časť zásob doplnená ešte v hydrologickom roku 1970 ($-R_p$). Ich hodnotenie na základe výtoku podľa výtokovej čiary dokumentovalo, že ide o cca 118 046 m³ podzemných vôd, čo v prepočte na celoročný odtok reprezentuje cca 3,8 l/s.

Podľa vodnej bilancie za hydrologický rok 1971 odtieklo z kryhy z celkového úhrnu 937,4 mm (582,6 l/s) atmosferických zrážok 570,9 mm (354,8 l/s) podzemných a povrchových vôd, čo predstavuje celkový odtečený objem 11 188 973 m³. Na celkovom odtoku sa podieľa 6,1 mm (3,8 l/s) vôd zo zmien zásob podzemných vôd ($-R_p$). Odtok zo zrážok roku 1971 reprezentuje 60,2%. Prenos zásob z minulého roku sa na celkovom odtoku 60,2% podieľa 0,7%. Dokumentovaná chyba je 8,3% z celkového úhrnu zrážok. Vo vzťahu k sumárnej hodnote atmosferických zrážok je táto chyba kladná, čo by zodpovedalo buď podhodnoteniu zrážok, alebo nadhodnoteniu jedného, prípadne viacerých z ostatných členov bilančnej rovnice. Priemerný špecifický odtok z kryhy za hodnotený hydrologický rok bol 18,1 l/s/km².

Priemerná vodná bilancia za hydrologický rok 1971 Tab. 13

Členy bilancie	Ročný priemer		% podiel
	l/s	mm	
Z	582,6	937,4	100
V	280,0	450,5	48,1
$Z—V$	302,6	486,9	51,9
$(Opv + Opz)$	354,8	570,9	60,9
R_p	3,8	6,1	—0,7
$(Opv + Opz) — R_p$	351,0	564,8	60,2
S	48,4	77,9	—8,3

Oblasť VI — Karbonatický komplex príkrovovej trosky Šípu

Rozprestiera sa v najzápadnejšej časti pohoria a zaberá rozlohu 5,75 km². Strednotriasové vápence a dolomity ležia na hydrogeologicky nepriaznivých súvrstviach krížňanského príkrovu, vystupujúcich po celom obvode kryhy s výnimkou sv. časti, v ktorej sa ponárajú pod pieskovcové súvrstvie paleogénu. Úklon a morfológia nepriepustného podložia podmienili odvodňovanie kryhy hlavne na jej s. okraji a v podradnej miere pri j. okraji. Pramene vystupujú z nej buď ako vrstevné na styku s podložným neokomom, alebo ako bariérové na styku s paleogénnymi súvrstviami v sv. časti. Na sz. okraji najväčšiu výdatnosť (20,0—23,8 l/s — júl, august 1971 — nesústavné meranie) dosahuje prameň vyvierajúci 1,5 km severozápadne od kóty Šíp (1163,9 m). Okrem neho vyvierajú v tejto oblasti ďalšie 3 pramene z. od Žaškovského Šípu so sumárnou výdatnosťou 18,2—20,0 l/s (nesústavné meranie júl — august 1971). Pri sv. okraji vyvierajú viaceré pramene, z ktorých najväčšiu výdatnosť (20 l/s) dosahuje prameň 2 km východne od kóty Šíp). Pri j. okraji kryhy vystupujú 2 pramene severne od Stankovian s výdatnosťou 3 a 5 l/s. Výdatnosť všetkých prameňov bola nesústavne meraná v roku 1971 počas mesiacov júl, august a október. Celkový odtok podzemných vôd v čase meraní bol 83,51 l/s; 95,37 l/s a 82,32 l/s, čo reprezentuje špecifické odtoky 14,5 l/s/km²; 16,6 l/s/km² a 14,3 l/s/km². Priemerné špecifické odtoky z kryhy Veľkého Choča v mesiacoch júl, august a október boli 16,6 l/s/km², 15,9 l/s/km² a 14,1 l/s/km². Z porovnania výsledkov z kryhy Šípu a Veľkého Choča v tých istých obdobiach vyplýva, že obe majú prakticky súhlasné špecifické odtoky podzemných vôd, hlavne v októbri 1971, keď boli odtokové pomery najustálenejšie. Potvrdzujú to geologické predpoklady o izolovanosti kryhy voči podložiu a o výstupe celkového sumáru krasových vôd v dokumentovaných prameňoch.

Oblasť VII — Karbonatický komplex príkrovovej trosky Radičinej

Leží severne od Hrboltovej na hydrogeologicky nepriaznivých členoch krížňanského príkrovu a zaberá rozlohu 3,1 km². Vlastná kryha v severnej časti je rozšírená o rozlohu karbonatických zlepencov bazálneho paleogénu. Morfológia podložia spôsobuje, že je podstatnou mierou odvodňovaná na severnom a južnom obvode viacerými prameňmi. Najväčšiu výdatnosť z nich dosahuje pramenná skupina na j. okraji osady Studničná, kde na pramennej

línii (dĺžka cca 750 m) na styku karbonátov kryhy s podložnými súvrstviami vyviera celkove 10,5—16,8 l/s krasových vôd (júl — august 1971). SSZ od Hrboltovej (južný okraj kryhy) vyvierajú ďalšie 3 krasové pramene o celkovej výdatnosti 20 l/s. Menšie pramene (sumárne 4,5 l/s — júl — august 1971) vyvierajú v severnej časti kryhy pri v. okraji obce Komjatná. Celkový odtok podzemných vôd nesústavne meraný po obvode kryhy v mesiacoch júl, august a október 1971 bol 43,61 l/s,44,42 l/s a 36,66 l/s, čo reprezentuje špecifické odtoky 14,1 l/s/km², 14,3 l/s/km² a 11,8 l/s/km². V porovnaní s priemernými mesačnými špecifickými odtokmi z Veľkého Choča i odtokmi zo Šípu má kryha Radičiny o niečo nižší špecifický odtok. Vzhľadom na jej malú rozlohu sú tieto rozdiely prakticky bezvýznamné.

Oblasť VIII — Okno triasu a jury krížňanského príkrovu v doline Ráztočné (oblasť Lúčok)

V oblasti sz. od Lúčok v lúčanskej elevácii vystupujú na povrch staršie členy krížňanského príkrovu obmedzené na východe priečnym zlomom smeru SSZ — JJV a na juhu zlomom SV — JZ smeru. Územie s. od tohto zlomu bolo vyzdvihnuté. V okne vystupujú súvrstvia od stredného triasu až do jury. Hlavný hydrogeologický význam tu majú triasové dolomity, ktoré spolu s priečnym zlomom tvoria výstupné cesty minerálnym vodám v kúpeľoch Lúčky. Geologickými pomermi širšieho okolia Lúčok sa zaoberali viacerí autori. Rozsiahle a veľmi podrobné hodnotenie urobil A. Matějka (1935). Komplexnejší hydrogeologický výskum vrátane vrtných prác na získanie nových zdrojov minerálnych vôd urobil v rokoch 1949—1954 M. Maheľ. Posledný hydrogeologický prieskum v oblasti Lúčok bol realizovaný v rokoch 1966—1969 IGHP (M. Klago 1969).

V rámci tohto prieskumu IGHP realizoval hydrogeologický vrt BJ-101 v areáli kúpeľov zjz. od kúpeľného prameňa do hĺbky 97,0 m. Pri hĺbení vrtu nastali význačné prelivy. Pri hĺbke vrtu 50 m — preliv 31,8 l/s; pri hĺbke 57 m — zvýšenie prelivu na 50 l/s a v hĺbke 77,6 m stúpol preliv až na cca 100 l/s. Teplota vody prelivov sa pohybovala v rozpätí 31,8—32,2 °C. Všetky prelivy boli navŕtané v skrasovatených dolomitoch stredného triasu.

Celkovú výdatnosť termominerálnych vôd v Lúčkach starší autori iba odhadli. Podľa M. Maheľa (1952) výdatnosť je minimálne 30 l/s. Novšie hydrogeologické prieskumy sa celkovou výdatnosťou termominerálnych vôd tejto žriedelnej štruktúry bližšie nezaoberali. V súvislosti s touto otázkou poukazujeme na výsledky hydrometrických prác v tejto lokalite bližšie rozvedených v predchádzajúcich kapitolách. Opakované merania dokázali, že v oblasti kúpeľov Lúčky prírastok v povrchovom toku je cca 100 l/s (115,7 l/s — 24. 8. 1967, 94,4 l/s — 24. 10. 1972). (Viď prílohu 1 a obr. 6).

Predpokladáme, že tento prírastok v povrchovom toku v oblasti kúpeľov Lúčky je spôsobený výstupom termominerálnych vôd. Podľa zistených výsledkov v lokalite Lúčky vystupuje v štruktúre sumárne asi 100 l/s termominerálnych vôd, pričom v tomto množstve nie sú zahrnuté termálne vody miešajúce sa s obyčajnými v oblasti severne od kúpeľov (oblasť vrtu V-1). Toto množstvo je zhruba úmerné maximálnej výdatnosti prelivu vrtu BJ-101. Do akej miery je tento stav odrazom vplyvu vrtu BJ-101, nemôžeme posúdiť, nakoľko neexistujú hydrometrické merania toku pred realizáciou vrtu.

Problematikou infiltračnej oblasti termominerálnych vôd tejto lokality sa zaoberal M. Maheľ (1952), ktorý za ich infiltračnú oblasť považuje stredno-triasové vápence a dolomity krížňanského príkrovu na severných svahoch Nízkych Tatier. Veľká mocnosť paleogénnych sedimentov v Liptovskej kotline dokumentovaná geologickým vrtom Vlachy-1 (na spojnici Vlachy — Liptovská Mara), ktorý v hĺbke 1201 m zastihol iba najvrchnejšiu časť (niekoľko m) neokomu (F. Chmelík 1963) poukazuje na to, že triasové vápence a dolomity by mali ležať v kotline minimálne o niekoľko 100 m hlbšie. Nie je to v súlade s pomerne nízkou teplotou termominerálnych vôd v Lúčkach (maximálne 32,1—32,2 °C). Načrtáva sa tu druhá možnosť, že ide o čiastočnú alebo celkovú dotáciu vôd z triasových karbonátov krížňanského príkrovu vystupujúcich na povrch v Západných Tatrách, sv. od Liptovských Matiašoviec. K vyriešeniu tohto problému by prispela hlavne hydrologická bilancia karbonátov krížňanského príkrovu pri jv. okraji Západných Tatier (rozloha cca 4 km²) s kapacitnými množstvami cca 60 l/s, ako aj zatiaľ nevyriešené vzťahy vôd karbonatického komplexu chočského príkrovu sv. od Liptovských Matiašoviec k okrajovému zlomu a k súvrstviam krížňanského príkrovu. Zopakujeme, že vo vápencovo-dolomitickom komplexe sv. od Liptovských Matiašoviec boli dokumentované významné straty povrchových a podzemných vôd. V suchom období v júli 1967 môžeme tieto straty pri vyústení Suchej doliny odhadnúť na 150—200 l/s. I keď predpokladáme, že vody unikajú hlavne do alúvia a do dejekčného kužeľa doliny, teda do kvartérnych sedimentov, nie je to celkom dokázané a nie je zatiaľ ani vylúčené, že ide o hlbinný prestup, či už na okrajovom zlome alebo v oblasti severne od zlomu.

Možnosť využitia podzemných vôd hodnoteného územia

Na základe celkového zhodnotenia jednotlivých hydrogeologicky priaznivých oblastí možno podať prehľad o prognóznych zásobách podzemných vôd v nich.

V oblasti I sa celá severozápadná časť sústredene odvodňuje poniže sútoku Suchého a Huňovho potoka. Bolo tu dokumentované sústredenie asi 80 l/s krasových vôd v priemernom klimatickom období, z čoho jedným hydrogeologickým vrtom CHK-1 je zachytené 25—34 l/s. Možno predpokladať, že ďalšie hydrogeologické vrty zachytia podstatné množstvo zvyšujúcej časti podzemných vôd. V juhovýchodnej časti neboli dokumentované významnejšie výstupy krasových vôd, i keď infiltračné predpoklady sú na 50—60 l/s krasových vôd.

Na základe doterajších výsledkov sú reálne predpoklady získať z oblasti ako celku v priemere 70—80 l/s využiteľných krasových vôd.

V oblasti II celkový odtok prameňmi na základe orientačných nesústavných meraní výdatnosti možno určiť na 73,0 l/s. Keď vylúčime malé pramene s výdatnosťou pod 3,0 l/s, zostáva sumárne cca 65 l/s krasových vôd sústredených v 8 krasových prameňoch, z čoho 3 majú spoločnú výdatnosť 10 l/s a vystupujú v doline Borová voda, a 6 o spoločnej výdatnosti cca 55 l/s v doline Sivého potoka. Pramene nie sú zatiaľ využité a nie sú známe dlhodobejšie rozpätia ich výdatností. Po spresnení týchto údajov ich možno považovať za vhodné zdroje využiteľných podzemných vôd. Orientačné možno počítať v tejto štruktúre s využitím 60—70 l/s krasových vôd.

V oblasti III možno na základe súčasných poznatkov počítať iba s využitím prameňa „Podmeštrová" o priemernej výdatnosti 21,0 l/s (rozpätie 9,9—42,0 l/s — hydrologický rok 1968). Veľké straty vôd Suchého potoka i infiltračných vôd vlastnej oblasti dokumentujú orientačne podzemný prestup vôd až 150—200 l/s. V prípade, že vody prestupujú alúviom toku, je tu predpoklad získať ďalších niekoľko desiatok l/s využiteľných podzemných vôd. Celkove sú v tejto štruktúre overené zásoby cca 10 l/s, ktoré reprezentuje minimálnu výdatnosť prameňa Podmeštrová a prognózne treba počítať s ďalšími cca 50 l/s, ktoré si ešte vyžadujú detailné overenie.

V oblasti IV sme vymedzili 5 lokalít sústreďovania krasových vôd. Sú to 2 lokality z Kvačianskej doliny, a to v oblasti Oblazov, kde bol dokumentovaný v suchom období (27. — 28. 7. 1967) prestup krasových vôd do vodného toku v množstve 100—120 l/s (z toho v sústredenom prameni 5 l/s), a v ústí Kvačianskej doliny, kde bol dokumentovaný výstup krasových vôd v prameňoch a do toku v množstve 15—20 l/s (z toho zachytené a využívané 4,0 l/s).

Ďalší význačnejší výstup krasových vôd o výdatnosti 7—8 l/s je dokumentovaný sz. od Kvačian.

Napokon v oblasti Prosieckej doliny je to krasová vyvieračka „Prosečnô" (138,0 l/s — priemerná výdatnosť — hydrologický rok 1969) a výstup krasových vôd na okrajovom zlome pri ústí Prosieckej doliny (vrtnými prácami dokumentované 74 l/s využiteľných krasových vôd, z toho v súčasnosti využívané asi 2,0 l/s).

Z tejto oblasti ako celku v súčasnosti možno počítať s 90 l/s zistených a overených zásob krasových vôd (vrt CHK-2, zachytené pramene Dlhá Lúka, Kvačianska dolina, nezachytený prameň v oblasti Oblazov), z toho je využívaných 14 l/s. Naviac je to orientačne zistené množstvo 100—120 l/s krasových vôd v oblasti Oblazov.

Ďalším overeným zdrojom je krasová vyvieračka v Prosieckej doline, dotovaná prevažne podzemnými vodami. Jej využitie bude problematické, pretože sa tu miešajú podzemné vody s povrchovými vodami — problémy občasného zákalu a znečistenia.

Celkove z hodnotenej oblasti možno počítať so 150—200 l/s využiteľných podzemných vôd, z čoho 90 l/s je overených a z nich 14 l/s využívaných. Naviac otvorenou otázkou ostáva vodohospodárske využitie vyvieračky v Prosieckej doline, ktorá predstavuje ďalšie význačné množstvo podzemných krasových vôd.

Oblasť V je odvodňovaná význačnými prameňmi v troch lokalitách pri okraji kryhy. Môžeme konštatovať, že celkový zistený minimálny odtok podzemných vôd z tejto štruktúry v rokoch 1970—1971 bol 257 l/s (31.10 1971). Toto množstvo môžeme považovať za prognózne zásoby. Z neho k tomuto termínu bolo využívaných 66—70 l/s.

Oblasť VI zhodne s predchádzajúcou oblasťou je odvodňovaná prameňmi o celkovej výdatnosti 82,3—95,3 l/s podzemných vôd (nesústavné merania). Z tohto množstva 39,0—54,0 l/s vystupuje v prameňoch nad 3 l/s, z čoho je zachytený a využívaný 1 prameň o výdatnosti 15—25 l/s. Prognózne možno počítať s ďalšími množstvami cca 24—29 l/s využiteľných zásob v prameňoch o výdatnosti nad 3 l/s.

Oblasť VII je odvodňovaná prameňmi o sumárnej výdatnosti cca 36,6—44,4 l/s (nesústavné merania). Tieto zdroje podzemných vôd nie sú zatiaľ

využité a môžeme orientačne počítať, že kryha má 25—31,0 l/s prognóznych zásob podzemných vôd.

Na základe doterajších poznatkov v jednotlivých oblastiach možno podať celkový prehľad o predpokladanej využiteľnosti podzemných vôd hodnoteného územia.

Tabelárny prehľad o kvantitatívnych možnostiach podzemných vôd hodnoteného územia v l/s

Tab. 14

Oblasť	Overené	Prognózne sčasti overené	Prognózne, neoverené	Z toho využívané	Celkové množ. vrátane využívaných
I	25—34	40—50	—	—	65—84
II	—	60—70	—	—	60—70
III	10,0	—	50	—	60
IV*	90,0	10—15	100—120	14,0	200—225
V	102—110	80—100**	—	66—70	182—210
VI	—	39—54	—	15—25	39—54
VII	—	25—31	—	—	25—31
Celkove	227—244	254—320	150—170	95—109	631—734

* V týchto možnostiach nie je zahrnutá hlavná vyvieračka v Prosieckej doline.

** V tomto množstve je zahrnutá i časť výdatnosti zachytených prameňov, prekračujúca v súčasnosti odoberané množstvo.

Uvádzané množstvá boli na základe stupňa poznatkov rozdelené na overené, a to buď dlhodobejšími sústavnými meraniami prameňov, alebo čerpacími skúškami na vrtoch, ďalej na prognózne, sčasti overené, a to buď na základe nesústavných, prípadne ojedinelých meraní výdatnosti prameňov, viacnásobnými hydrometrickými meraniami, alebo v prípade kryhy Veľkého Choča na základe výsledkov merných objektov na tokoch pod prameňmi bez možnosti presnejšieho určenia podielu ronových vôd a rozptýlených vývervov na tomto množstve. Treba ich preto považovať za orientačné údaje vyžadujúce ďalšie spresnenie detailnejšími prieskumami a u prameňov hlavne dlhodobými sústavnými meraniami. Do skupiny prognóznych neoverených množstiev sme zahrnuli možné nové zdroje na základe hydrogeologických predpokladov a zistených strát (v oblasti III), alebo na základe opakovaných hydrometrických meraní tokov (oblasť IV).

Do tlače odporučili: A. Biely a P. Bujalka.

Literatúra

BENEŠOVÁ, M. et al. 1963: Opěrná vrtba Vlachy 1. Manuskript-Geofond. Bratislava.

BENICKÝ, V. 1941: Prosiecka dolina a jej krasové javy. Krásy Slovenska, 19. Bratislava,

BIELOKOSTOLSKÝ, T. 1971: Hydrogeologické pomery východnej časti Chočského pohoria. (Diplomová práca). Manuskript-Geofond. Bratislava.

BRODŇANSKÝ, J. 1961: Príspevok k poznaniu niektorých jaskýň v Chočskom pohorí, Slovenský kras. Vydav. Osveta Martin pre Múzeum Slovenského krasu. L. Mikuláš.

DROPPA, A. 1963: Príspevok k štúdiu kaňonovitých údolí v krasových oblastiach Západných Karpát. Československý kras, 19. Brno.

GOREK, A. 1950: Tektonické okná na západnom ukončení Vys. Tatier. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 1, č. 1, s. 67—69. Bratislava.

GOREK, A. 1953: Geologické štúdiá na juhozápadnom svahu Vys. Tatier. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 4, č. 1—2, s. 295—329. Bratislava.

GROSS, P. 1971: Geológia západnej časti Liptovskej kotliny. Geologické práce, Správy 56, s. 109—124. Bratislava.

HANZEL, V. 1966: Hydrogeologické problémy výskumu krasových vôd. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

HROMÁDKA, J. 1956: Orografické třídění Československé republiky. Sbor. Čs. Společ. zeměp., č. 3—4. Praha.

JANÁČIK, P. — ŠROL, S. 1965: Správa o speleologickom výskume priepastí a jaskýň v západnej časti Chočského pohoria. Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, č. 17. Bratislava.

KLAGO, M. 1969: Správa „Hydrogeologický prieskum Lúčky kúpele — štruktúrny vrt BJ-101. Manuskript-Geofond. Bratislava.

KOUTEK, J. 1932: O mesozoiku střední části Prosečňanských hor v Liptově. Věst. Stát. geol. Úst., 8, č. 3, s. 162—167. Praha.

KOUTEK, J. 1935: Geologická mapa Prosečňanských hor a přilehlých oblastí flyšových. Věst. Stát. geol. Úst., 11, č. 5, s. 115—127. Praha.

KULLMAN, E. 1964: Krasové vody Slovenska a ich hydrogeologický výskum. Geologické práce, Správy 32. Bratislava.

KULLMAN, E. 1966: Ideový projekt hydrogeologického výskumu mezozoika Západných Karpát. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

KULLMAN, E. — HANZEL, V. 1967: Ročná správa „Hydrogeologický výskum mezozoika Muránskej plošiny, Nízkych Tatier a Chočského pohoria. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

KULLMAN, E. — ZAKOVIČ, M. 1972: Základný hydrogeologický výskum Chočského pohoria. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

MAHEL, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Štát, geol. Úst., 84 s. Bratislava.

MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty, sv. 1, Vydal Ústř. ústav Geolog. v Akademii, náklad. ČSAV, 495 s. Praha.

MATĚJKA, A. 1935: Geologie okolí lázní Lúček na Slovensku. Věst. Stát. geol. Úst., 11, č. 3—4, s. 56—76. Praha.

MAZÚR, E. — JAKAL, J. 1968: Typologické členenie krasových oblastí na Slovensku. Slovenský kras, 7, s. 5—40. Liptovský Mikuláš.

MELLO, J. 1965: Geologické pomery v oblasti medzi Hutami a Kvačanmi. Manuskript-Geofond. Bratislava.

TOMLAIN, J. — PETERKA, V. — ŠAMAJ, F. — ŽÁK D. 1970—1971: Zrážky, výparnosť a výpar z povrchu pôdy v oblasti Choča. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

E. Kullman — M. Zakovič

The Choč mountain range hydrogeology

Summary of the slovak text

From among the mountain ranges of Slovakia built by limestone-dolomitic complexes and rich in karst waters an important place is occupied by the Choč mountain range with a series of important hydrogeological textures and with many important karst water resources. Based on the results of a vast hydrogeological investigation 8 hydrogeological structures or their parts were delimited in this mountain range. From these 7 contain fresh waters and the eighth is formed by the window of the Lúčanská elevation, being an emerging area of thermomineral waters.

By the use of a vast complex of hydrogeological methods an evaluation of these textures or of their parts was made: relationships between precipitations and outflow, regime of karst waters, conditions of their recharge, prognostic ground-water resources and assumptions given of their useable quantities.

As summed up in the evaluated mountain range delimited in 7 areas of karst fresh waters there were documented 631—734 l/s of prognostic ground-water resources. From this quantity 227—244 l/s were documented as verified resources, from which about 100 l/s are presently used.

Based on these results and on their comparison with a relatively small area of limestone-dolomitic complexes, this mountain range can be indicated as one very favourable from the karst water occurrence, concentration as well as using possibility point of view. This was confirmed also by very favourable results of technical works on a small scale. A yield amounting to 102 l/s of useable karst water resources was verified by two hydrogeological boreholes (CHK-1, CHK-2) totalling a length of 171.5 m.

This hydrogeological advantage of the mountain range is a reflection of a suitable strata-series lithology on the one hand and a suitable fold and fault tectonics enabling the concentration of karst waters into several centres, also by favourable climatic conditions with high precipitations as well as by a considerable part of infiltrated atmospheric waters on the other hand.

Explanations to the enclosures:

Encl. 1 (see page 80—81)
Map of surface and ground-water relationship in the Choč mountain range eastern part. Set up by E. Kullman — A. Bušík 1970 (from the results of measurements between July 24, 1967 and September 5, 1967).

Encl. 2 (see page 114)
Schematic hydrogeological map of the Choč mountain range. Set up by E. Kullman — M. Zakovič 1972.

Translated by E. Bleho

V Y S V E T L I V K Y :

hydrogeologicky veľmi priaznivé horniny s puklinovo-krasovou priepustnosťou

hydrogeologicky málo priaznivé horniny s puklinovou priepustnosťou

hydrogeologicky nepriaznivé horniny

KRYŠTALINIKUM

biotitické a dvojsľudné pararuly

granodiority

MEZOZOIKUM

anis : tmavošedé vápence

stredno vrchno triasové dolomity

ladin : šedé, rohovcové vápence

karn : lunzské vrstvy

nór : keuperské súvrstvie

rét : hetang-sivé vápence

lotaring - toark : škvrnité slieňovce a rohovcové vápence

jura : škvrnité, slienité vápence, slieňovce

dogger - malm : červené slienité vápence

malm - apt : masívne, organogénne vápence (obalová jednotka)

titon - apt : slienité vápence, slieňovce (krížňanská jednotka)

alb - cenoman : šedé, slienité bridlice, slieňovce (obalová a krížňanská jednotka)

PALEOGÉN

bazálne karbonatické súvrstvie

ílovcovo-pieskovcové súvrstvie

CHARAKTERISTIKA PRAMEŇOV

pramene pretekavé

pramene vrstevné

pramene puklinové

pramene sutové a druhotne sutové

Q PRAMEŇOV v l/s

0,1 - 1,0

1,0 - 5,0

5,0 - 10,0

nad 10,0

pramene nezachytené

pramene zachytené

pramene minerálne

hydrogeologický vrt

ponor

povrchový tok

zlomy

presunové línie

A A' línia geologických rezov

merný objekt, sústavne pozorovaný minimálne po dobu 1 roku

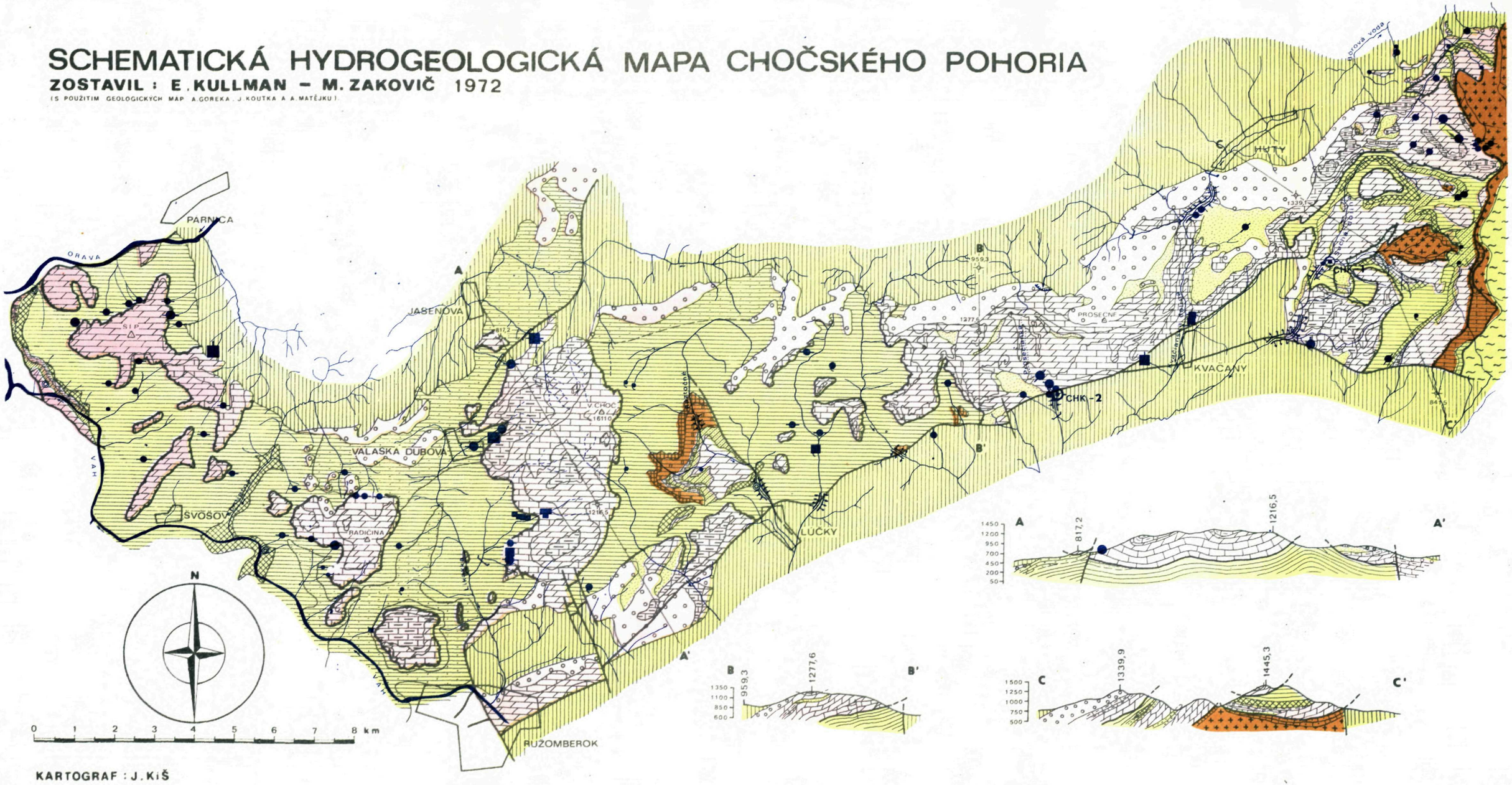
oblasti významných prírastkov prietoku

oblasti významnejších úbytkov prietoku

SCHEMATICKÁ HYDROGEOLOGICKÁ MAPA CHOČSKÉHO POHORIA

ZOSTAVIL : E. KULLMAN – M. ZAKOVIČ 1972

(S POUŽITÍM GEOLOGICKÝCH MÁP A.GOREKA, J.KOUTKA A A.MATĚJKU)



KARTOGRAF : J. KIŠ

TLAČ : GÚDŠ 4/5 - 1975

Západné Karpaty-séria hydrogeológia a inž. geológia	1	str. 115—172	GÚDŠ	Bratislava	1974

Ladislav Škvarka

551.49 : 551.243.1 : 552.313 (437.6)

Zvodnené zlomové línie v oblasti neovulkanitov Slovenska

8 obr. v texte, ruské resumé

Abstract. At the inner side of the Carpathian arc there are present volcanic rocks of a Neogene age. They are products of a subsequent and final volcanism of the Carpathian orogene and are represented by the andesite- rhyolite and alkaline basalt associations.

In Slovakia volcanic rocks cover the area 5400 km². The volcanic complex of a strato-volcanic structure is built up dominantly of volcanoclastic rocks, lava flows and small intrusions being concentrated in areas volcanic centers. The overall thickness of the complex is 600—1000 m, in several places being even over 1500 m. Owing to the presence of polymetallic ores, the geology and structure of the volcanic complex have been studied extensively, using methods of exploration geophysics and deep drilling to the depth of 1000 to 2000 m. The volcanic region is deficient in drinking water. A yield of individual springs is only rarely over 1 to 2 l/s. Groundwater may accumulate in: 1. fractured zones; 2. porous volcanic rocks; 3. faults and fault-zones.

In fractured zones and porous volcanic rocks the yield of 60 to 80 m deep bore-holes is generally about 1 to 5 l/s. Groundwater circulation is considered to be shallow and larger water reservoirs should not be explected.

A survey of springs has shown, that some of them are of a higher temperature than the yearly average air temperature even during winter months, thus implying a deeper circulation with an ascent along permeable fault-zones. Yields of bore-holes located at these faultzones reach 25 to 50 l/s, yields over 100 l/s are not rare. The high yield is related to a regional extent of fault-zones and hydraulic connection with fracture systems and porous horizons.

Úlohou tejto práce je prispieť k poznaniu zložitej problematiky zvodnenia neovulkanických hornín. Zameriava sa hlavne na štúdium hydrogeologických vlastností zlomových línií. Podľa výskumných a vrtných prác sú to najnádejnejšie oblasti pre získanie nových zdrojov podzemných vôd. Poznatky vyplývajúce z výskumu menia doterajšie všeobecne uznávané názory na zvodnenie vulkanických hornín a majú i mimoriadny národohospodársky význam, preto-

RNDr. L. Škvarka, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

že riešia zásobovanie niektorých deficitných oblastí novými zdrojmi podzemnej vody.

Pri geologických výskumoch bol už v minulosti v tejto oblasti značný záujem o výskyt nerastných surovín. Hľadaniu pitných vôd sa však nevenovala dostatočná pozornosť, i keď ich bolo veľmi málo.

Hydrogeologické pomery oblasti začali ako prví komplexnejšie študovať pracovníci Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave (V. Böhm a L. Melioris), ktorí na základe hydrogeologického mapovania a laboratórnych výskumov charakterizovali hydrogeologické pomery v oblasti neovulkanitov. Účelový hydrogeologický prieskum pre zabezpečenie nových zdrojov podzemných vôd v oblasti Krupinskej vrchoviny, ktorá trpela najväčším nedostatkom pitnej vody, robil v šesdesiatych rokoch P. Ostrolucký. V jej ďalšom prieskume pokračuje Z. Hlavatý (1971). Štúdiu hydrogeologických pomerov banských diel venoval pozornosť S. Klír (1958) a M. Lukaj (1968, 1971).

Vulkanické horniny vznikli sopečnou činnosťou v období od burdigalu do konca sarmatu až kvartéru ako produkt subsekventného a finálneho štádia vulkanizmu karpatského orogénu. Vulkanický areál je situovaný v pásme podrobenom maximálnemu tektonickému namáhaniu, ktoré sa nachádza medzi zónou subsidencie a stabilizácie. Počas vulkanizmu sa vytvorila široká škála hornín radu ryolit-andezit-ryolit-bazalt. Základom členenia vulkanických produktov je koncepcia vulkanických fáz (M. Kuthan 1948, 1963), ktorá bola čiastočne korigovaná a doplnená (K. Karolus 1967, J. Forgáč — K. Karolus 1969). Vulkanický komplex má mocnosť 600—1000 m, miestami presahuje až 1500 m. Podložie vulkanického komplexu je vytvorené z kriedových tektonických jednotiek vnútorných Karpát, ktoré sa ponárajú pod vulkanický komplex a miestami vystupujú spod neovulkanitov v podobe ostrovov podložných hornín. Výskum podložia neovulkanitov bol zintenzívnený hlavne pre výskyt nerastných surovín v nich. Výsledok výskumu v tejto oblasti je zhrnutý v práci O. Fusán — M. Kuthan — S. Ďuratný — J. Plančár — L. Zbořil (1969). Pre riešenie hydrogeologických otázok neovulkanitov má význam tektonická mapa zostavená O. Fusánom.

Na hydrogeologický charakter oblasti má podstatný vplyv štruktúrno-geologická stavba vulkanického komplexu a jeho podložia. Podložie stredoslovenských neoulkanitov, podobne ako ostatné časti Karpát, bolo intenzívne zvrásnené v dobe medzi strednou a vrchnou kriedou. Na starší podklad sa nahromadili vulkanické produkty, ktoré boli spoločne s podložnými horninami tektonicky deformované germanotypnou tektonikou. Vytvorila sa hrasťovo-priekopová stavba, pričom jednotlivé kryhy klesali a iné zasa vystupovali. O. Fusán (1969) v podloží neovulkanitov vyčleňuje: santovsko-túrovský chrbát, rudniansky chrbát, handlovský chrbát, malachovsko-lieskovský chrbát, šahansko-ábelovskú bariéru. Budujú ich tektonické kryhy, ktoré vystupujú v podloží neovulkanitov a od zaklesnutých depresií sú oddelené tektonickými líniami, ktoré vytvárajú: Žiarsku kotlinu, Turčiansku kotlinu, bacúrovskú depresiu, Bzovickú kotlinu, Čajkovsko-pukanskú kotlinu, Zlatomoravskú kotlinu. Túto zložitú štruktúrno-geologickú stavbu podmieňujú výrazné zlomové línie severovýchodno-juhozápadného, severno-južného, severozápadno-juhovýchodného a východno-západného smeru.

Výrazná poruchová línia lubenícko-margecianska, ktorá oddeľuje gemeridy

od veporíd, pokračuje pod neogénom s. od Lučenca a pod neovulkanitmi v okolí Haliča a Lehôtky. Čertovická línia pokračuje do priestoru Vlkanovej, ohraničuje zo severu hodrušsko-vyhniansky chrbát, tiahne sa ku Kozárovciam a pokračuje ďalej na sever od Šurian. Jednotlivé tektonické línie oddeľujúce čiastkové tektonické jednotky veporíd môžeme sledovať i v podloží neovulkanitov na gravimetrických mapách. Muránsku líniu možno sledovať v priestore medzi Šahami, Čelovcami, Horným Tisovníkom, Ábelovou a Tuhárom. Pohorelská línia sa tiahne pod masív Poľany do oblasti Pliešoviec, Záježovej, s. od Krupiny a Prenčova a medzi Bátovcami a Badanom.

V stavbe podložia sa výrazne prejavujú tektonické línie sudetského smeru, t. j. severo-západo-juhovýchodného, ktorými je ohraničený santovsko-túrovský chrbát, obycká rázsocha, Trenčská kotlina, sv. ohraničenie Tríbeča, sz. a sv. ohraničenie hodrušsko-vyhnianskeho ostrova, pohorie Žiar, sz. časť lieskovsko-malachovského chrbta a iné štruktúry. K najintenzívnejším poklesom došlo v Žiarskej a Trenčskej kotline.

V severo-južnom zlomovom systéme sa intenzívne prejavujú tri systémy zlomov, ktoré prebiehajú cez celý vulkanický komplex i mimo neho. Na západe je zlomové pásmo ohraničujúce Turčiansku a Žiarsku kotlinu zo západu a pokračuje smerom k Leviciam a Štúrovu. Najintenzívnejšie pohyby sa prejavujú v Žiarskej kotline. Zlom porušuje štruktúry Tríbeča, handlovského a rudnianskeho chrbta a santovsko-túrovského chrbta. Paralelne s ním prebieha zlomové pásmo obmedzujúce od východu Žiarsku kotlinu. Ďalší výrazný zlom je zázrivsko-budapeštiansky, ktorý sa prejavuje v údolí Revúcej, Starých hôr, pokračuje do údolia Hrona, medzi Zvolenom a Krupinou sa rozvetvujú na tri zlomy, z ktorých jeden pokračuje k Dobrej Nive, Krupine, tiahne sa ďalej a ohraničuje Bzovickú kotlinu. Ďalšia vetva pokračuje od Dačovho lomu k Ďarmotám a východná vetva ide od Vlkanovej k Zvolenskej Slatine a východnou časťou Javoria k Dolným Plachtinciam. Ďalší zlom sa tiahne od Dobrej Nivy k Pliešovciam a pokračuje k Hrušovu.

Posledný, východo-západný zlomový systém bol zistený medzi Kriváňom a Dobrou Nivou, Banskou Belou a Zvolenom. Tento zlomový systém ohraničuje bacúrovskú depresiu. Ďalší zlom je viditeľný medzi Brezinami a Dekýšom, oddeľuje hodrušsko-vyhniansky ostrov od severného okraja Čajkovsko-pukanskej kotliny (O. Fusán et al. 1969). Zreteľný je zlom medzi Dolnými Plachtincami a Medovarcami. Uvedené zlomové systémy majú založenie starých zlomov a ich prejavy môžeme sledovať i vo vulkanickom komplexe a podmieňujú jeho tektonickú narušenosť.

Charakteristika hydrogeologických pomerov v neovulkanitoch

Rôzne typy vulkanických hornín reagujú na infiltráciu, akumuláciu a cirkuláciu podzemných vôd odlišným spôsobom. Ich kolektorské vlastnosti sú určené schopnosťou akumulovať a odovzdávať podzemnú vodu. Majú širokú škálu hydrogeologických vlastností, ktoré sú závislé predovšetkým od puklinovosti skalného masívu. Pórovitosť a puklinovosť je značne premenlivá a súvisí s genézou vzniku hornín a rôznotvárnosti procesov, ktorými bol komplex hornín v geologickom vývoji postihnutý.

Vulkanické horniny majú vzhľadom na svoj sopečný pôvod veľmi kompliko-

vané zákonitosti geologickej stavby. Ich petrografický a litologický charakter varíruje horizontálne i vertikálne.

Efuzívne horniny sú vytvorené prevažne z andezitov rôzneho petrografického zloženia, menej často sa vyskytujú ryolity a bazalty. V oblasti neovulkanitov stredného Slovenska majú vulkanoklastické horniny prevahu nad efuzívnymi horninami.

Na hydrogeologické vlastnosti efuzívnych hornín má vplyv i tvar vulkanických telies, ich fyzikálno-mechanické vlastnosti a chemické zloženie. Kyslé lávy, bohaté na kremeň, podobne ako ryolitové lávy, sú viskózne a vytvárajú kupolovité telesá s fluidálnou textúrou, ktoré sú miestami porózne a odolné voči zvetrávaniu. Sú krehké a pod vplyvom tektonických a klimatických procesov v nich často vznikajú pukliny. Viskózne lávy tvoria krátke, ale relatívne mocné prúdy. Často vytvárajú žilné alebo kupolovité telesá, ktoré čelia ako bariéry postupujúcemu prúdu podzemnej vody. Tvar vulkanických telies je pre akumuláciu podzemných vôd menej priaznivý, lebo vulkanické telesá majú malý plošný rozsah, zvlášť nepriaznivo sa to prejavuje vtedy, keď hraničia s nepriepustnými vulkanickými telesami. Z hľadiska akumulácie podzemných vôd sú najpriaznivejšie okrajové časti telesa, pretože sú najviac rozpukané.

Produkty finálneho vulkanizmu prenikli na povrch po hlboko založených zlomových líniách, majú bázický charakter, sú málo viskózne a často vytvárajú lávové prúdy. Prúdy bázických láv sú tenké a značne dlhé. Ich vrchná časť je veľmi porózna. Je to relikt po unikajúcich plynoch pri rýchlom chladnutí lávy. Ich prívodné cesty vytvárajú žily, ktoré prerážajú skalný masív a obyčajne vytvárajú bariéru postupujúcim podzemným vodám. Mladé vulkanické prúdy, predovšetkým recentné, sú intenzívne zvodnené a sú rezervoárom výdatných zdrojov podzemných vôd.

Andezitové horniny vytvárajú extruzívne a intruzívne telesá. Extruzívne telesá majú podobné vlastnosti ako kryštalické telesá. Tuhli tesne pod povrchom, a preto sú menej porózne a rozpukané ako lávové prúdy, ktoré sa vyliali na povrch. Ich pórovitosť dosahuje 1 — 2%. Intenzívnejšie sú zvodnené tektonicky porušené časti alebo okraj telesa, kde sú horniny viac rozpukané. Lávové prúdy, ktoré prenikli na povrch, sa gravitačnou silou dávali do pohybu po svahu i počas tuhnutia jeho okrajových častí, čo podnietilo vznik subvulkanickej puklinovosti. Vrchná časť lávového prúdu sa pod vplyvom unikajúcej plynnej zložky spenila, je teda výrazne porózna, a preto sú uvedené štruktúry pre akumuláciu podzemných vôd priaznivejšie ako u extruzívnych telies. Sú pórovitejšie. Pórovitosť kolíše od 2 — 5%, miestami je i väčšia. U recentných mladých vulkanických láv dosahuje pórovitosť až 85%.

Vulkanoklastické horniny majú prevahu nad efuzívnymi horninami. Vznikli explozívnou ejekciou z vulkanických ústí. Môžeme u nich vyčleniť:

1. lávoklastické horniny, vytvorené z fragmentov lávy a znova zacementované fluidálnou lávou;
2. pyroklastické horniny, vytvorené usadením explozívne vyvrhovaného vulkanického materiálu;
3. sedimentárno-vulkanické horniny s prímesou sedimentárneho materiálu.

Lávoklastické horniny svojimi vlastnosťami pripomínajú efuzívne horniny. Pyroklastické horniny sú vytvorené zo sypkých vyvrženín rôzneho granulometrického zloženia a tvaru počínajúc sopečnými balvanmi, pumami,

ďalej z úlomkov vulkanickej strusky, lapíl, zo sopečného piesku a popola. Spevnením sopečných vyvrženín vznikli horniny, ktoré svojimi vlastnosťami tvoria prechod medzi vyvrelými a sedimentárnymi horninami. U recentných vulkánov sa v kráterovej oblasti nachádzajú voľné úlomky a bloky lávy. Tufový materiál sa vyskytuje iba sporadicky. S rastúcou vzdialenosťou od centra sa zmenšujú rozmery fragmentov a pribúda jemnejší materiál. Sopečné vyvrženiny sú často účinkom dažďov uvedené do pohybu a stekajú po svahoch ako bahenné prúdy, prípadne môžu byť premiešané s cudzorodým sedimentárnym materiálom. Pyroklastické horniny boli po usadení intenzívne preplavené, pretože boli zložené z vulkanického skla, v období medzi erupciami podliehali silnému zvetrávaniu, čo značne menilo pôvodné hydraulické vlastnosti vulkanického komplexu. Pre charakter pyroklastík je dôležité to, či sa usadzovali v suchozemskom prostredí, alebo vo vodnom prostredí. Od neogénu značne diageneticky spevneli.

Postupne s hĺbkou uloženia sa pórovitosť hornín zmenšuje, čo možno vysvetliť zvýšeným tlakom nadložných vrstiev a cementáciou pórov do hĺbky. V priebehu geologického vývoja má klesajúcu tendenciu. Spôsobuje to postupná diagenéza hornín a zapĺňanie pórov a puklín sekundárnymi minerálmi. Všetky staršie vulkanické horniny ako treťohorné sú málo zvodnené a svojimi filtračnými vlastnosťami sa podobajú vyvrelým a metamorfovaným horninám. Mladé vulkanické horniny sú dobre priepustné a silno zvodnené. Napríklad v oblasti Havajských ostrovov mesto Honolulu je zásobované vodou s puklinovo-pórového prostredia bazaltov, kde sa z vrtov hlbokých 152—185 m odoberá 6600 l/s vody pri priemernej výdatnosti vrtu 25 l/s (in P. P. Klimentov 1961).

Vulkanoklastické horniny sa vyznačujú širokou škálou hydrogeologických vlastností. Aglomeratické tufy sú vytvorené z balvanov andezitu, ktoré sú stmelené popolovým tmelom, sú málo porózne a nevznikajú v nich výraznejšie pukliny a z hľadiska možnosti získania nových zdrojov podzemných vôd sú málo nádejné. Tufové horniny majú širokú škálu priepustnosti. Zatiaľ čo popolové a prachové tufy zložené z jemnozrnného materiálu sú málo priepustné až nepriepustné, brokové tufy vytvorené zo sopečných úlomkov od 1,0 cm do 1,0 mm, horniny spevnené z vulkanického piesku môžu akumulovať podzemné vody a vytvárať v nich súvislé horizonty podzemných vôd. Zvodnené bývajú i horniny bohaté na vulkanickú pemzu. Tufy pri zvetrávaní majú ílovo-montmorillonitický rozpad a zvetrávaním sa zmenšuje ich priepustnosť. Preto sú preplavené tufy a tufity vzhľadom na pôsobenie exogenetických činiteľov menej zvodnené. Zvodnené bývajú piesčité tufity.

Hoci pórovitosť vulkanických hornín môže byť veľmi veľká, ich vodopriepustnosť závisí od druhotných pôvodných i sekundárnych štruktúrnych zvláštností. Horniny s vysokou pórovitosťou, ak sú póry uzatvorené alebo majú malú schopnosť odovzdávať podzemnú vodu, sú slabo zvodnené.

Najdôležitejším faktorom, ktorý určuje filtračné vlastnosti efuzívnych hornín, je puklinovitosť. Nachádzame tu pukliny a trhliny synvulkanické, vytvorené pri tuhnutí magmy. Vytvára sa pritom doskovitá alebo stĺpčekovitá odlučnosť hornín. Zvlášť často je badateľná u čadičov. Vrchná časť skalného masívu je intenzívnejšie porušená puklinami, ktoré vznikli po vytvorení skalného masívu predovšetkým pôsobením klimatických zmien. Pri horotvorných pochodoch bol skalný masív namáhaný tektonickými silami a pukliny

vznikali pod vplyvom tlakových i ťahových síl. V oblasti vulkanického komplexu sú podmienené tektonickou predispozíciou germanotypného charakteru. Pri tlakových silách sú pukliny uzatvorené a majú charakter tektonických zrkadiel a obrazov. Pri ťahových silách vznikajú dobre priepustné, otvorené puklinové zóny. Na charakter puklinovosti skalného komplexu majú vplyv i fyzikálno-mechanické vlastnosti skalného masívu. Vplyvom tektonických tlakov u krehkých efuzívnych hornín, najmä u prekremenených pyroxenických andezitov sa pukliny vytvárajú ľahšie ako u pyroklastických hornín a pukliny sú priepustnejšie, lebo sú menej zaplnené produktmi zvetrávania. Jedným z najdôležitejších vlastností puklinového prostredia je jeho anizotropia.

Prevažná časť puklinových systémov nie je v horninách rozložená chaoticky, ale je zoradená do určitých systémov, ktoré súvisia s regionálnotektonickou stavbou oblasti. Efekt anizotropie sa prejavuje tým, že jestvujú hlavné smery filtrácie, po ktorých priepustnosť nadobúda extrémny význam a intenzívne sa mení. Vzhľadom na zložitú geologickú a tektonickú stavbu bilancovanie a výpočty zásob podzemných vôd v horninách s puklinovou priepustnosťou je jeden z najmenej rozpracovaných problémov. Spôsobuje to značná anizotropia prostredia a skutočnosť, že sa tu nachádza niekoľko typov puklín, dutín i drobných mikrotrhlín, ktoré sú kombinované s pórovou priepustnosťou a každá hrá pri akumulácii i odovzdávaní kvapalín rozdielnu úlohu. Vulkanické horniny v oblasti stredného Slovenska majú na mnohých miestach stratovulkanickú stavbu. Striedajú sa tu efuzívne horniny s pyroklastikami rôzneho granulometrického zloženia. Často sa v nich striedajú horniny rôznej priepustnosti v smere horizontálnom i vertikálnom. V porovnaní s horizontálnou priepustnosťou je vertikálna vodopriepustnosť obyčajne malá a v týchto oblastiach sa často vytvárajú tlakové vodonosné horizonty s pozitívnym prietokom. Podľa charakteru priepustnosti možno vyčleniť v oblasti neovulkanitov:

1. horniny s puklinovou priepustnosťou;
2. horniny s puklinovo-pórovou priepustnosťou;
3. horniny s pórovou priepustnosťou.

U efuzívnych hornín prevláda priepustnosť puklinová. U vulkanoklastických hornín prevláda pórová priepustnosť.

Poznatky o hydrogeologických pomeroch v neovulkanických horninách v susedných štátoch

Pohoria vytvorené z vulkanických hornín sa tiahnu ďalej do Maďarskej ľudovej republiky a Sovietskeho zväzu. Rozsiahlejšie výskumy zamerané na obeh podzemných vôd v nich neboli robené. V Maďarskej ľudovej republike z vulkanických hornín severovýchodného Stredohoria vyviera asi 1000 prameňov. Ich výdatnosť je väčšinou malá a nestála. Výdatnosť 100 l/min v suchom období je pomerne vzácna. Celkové odtekajúce množstvo vody vzhľadom na veľkú plochu, v ktorej vystupujú, je značné. Okrem toho časť vody preniká do povrchových tokov. Bolo zistené, že z ryolitových tufov vyvierajú najvýdatnejšie pramene, resp. skupiny prameňov. Drobnozrnný tuf zdanlivo dobre akumuluje podzemné vody a pomerne ťažko ich odovzdáva na povrch. Pramene sú najčastejšie situované na styku súvrství rôznej priepustnosti ako pramene vrstevné. (G. Ozoray 1967).

Do zakarpatskej oblasti pokračuje vihorlatsko-gutinská zóna. Výdatnosť prameňov obyčajne nepresahuje 0,1 l/s. Najväčšiu výdatnosť má prameň v dedine Ciganovci 12,0 l/s, v obci Derenovka 5,0 l/s a Teplica 3—4 l/s. Vrty majú ojedinele výdatnosť 5,0 l/s, priemerne 2—3 l/s. Značná časť puklinových vôd vihorlatsko-gutinského chrbta preniká hlbšie cez ponorené efuzívne horniny, z ktorých skryte pretekajú do aluviálnych sedimentov riek a miestami do sedimentov pliocénu, kde vytvárajú artézsky vodonosný horizont, miestami viazaný na tufy a porušené andezity. Podzemné vody viazané na zónu zvýšenej puklinovitosti nadobúdajú praktický význam ako dôležitý zdroj pitných a užitkových vôd v oblastiach mimoriadne chudobných na vodu, kde sa donedávna využívali iba vody slabo zvodnených aluviálno-deluviálnych sedimentov z povrchových tokov. (N. I. Ratko 1961).

Z vulkanických hornín je vybudovaný masív Auvergne vo Francúzsku. Rôzne vulkanické horniny sa k cirkulácii a infiltrácii podzemných vôd správajú odlišne. Rozlišujú tu (R. Michel 1957):

1. Málo priepustné formácie, vytvorené z vulkanických lapíl, puzoláv a vulkanickej strusky.
2. Dobre priepustné formácie, zložené zo silne poróznych a puklinových lávových prúdov, ktoré obsahujú veľké zásoby podzemnej vody. Jej hladina nie je jednotná, ale tvorí sieť pórov a žiliek vyplnených vodou.
3. Nepriepustné formácie vytvorené zo sopečných vulkanických vyvrženín, sineritických brekcií, sedimentov s ílovitou prímesou atď. Vulkanické horniny sú mladé, miocénno-pliocénne až kvartérne.

V oblasti Limagnes je výdatnosť prameňov z lávových prúdov obyčajne malá a dosahuje 10—20 l/min. Oblasť Cantal et Monts je bohatá na pramene. Lávy sú dobre priepustné, vulkanické prúdy boli morfológiou usmernené a vyplňujú staré korytá. Na styku s podložím kryštalických bridlíc, zriedkavejšie s oligocénnym podložím vystupuje množstvo prameňov, ktoré majú prevažne vrstevný charakter. Na nich obyčajne ležia glaciálne sedimenty rôznej priepustnosti. Je tu množstvo prameňov s pomerne ustálenou výdatnosťou 1—10 l/s, ktoré vytvárajú význačný zdroj podzemnej vody pre zásobovanie obyvateľstva pitnými vodami. Výkyv medzi maximálnou výdatnosťou je tri ku jednej. Je to podmienené zložitou cirkuláciou vody v lávových prúdoch a predovšetkým regulačnou činnosťou ľadovcových sedimentov a rovnomernými a výdatnými zrážkami. Oblasť Massif du Cézallier je na podzemnú vodu chudobnejšia. Nachádzame tu pramene s výdatnosťou 0,5—2,0 l/s. V oblasti Chaine des Puys lávové prúdy zo svahov zasahujú až do oblasti Limaque. Lávy sú silno puklinové a porózne. Struskové vrstvy vo vrchnej časti prúdu sú menej priepustné, no akumulujú vodu a pozvoľna ju odovzdávajú priepustnejším lávovým prúdom. Najčastejšie vystupujú pramene z čela lávových prúdov. Ich výdatnosť je asi 10 l/s, no miestami dosahujú i 100 l/s. Oblasť preskúmal Ph. Glangeand a zistil, že v prameňoch vyteká 3320 l/s vody. Ich výdatnosť vzhľadom na dobré a rovnomerné dopĺňanie je pomerne stála. Teplota zodpovedá priemernej ročnej teplote vzduchu. Bohaté zdroje podzemných vôd umožňujú zásobiť široké okolie kvalitnou pitnou vodou.

Všeobecná hydrogeologická charakteristika neovulkanitov stredného Slovenska a výsledky výskumu zlomových línií

Oblasť neovulkanitov Slovenska je pomerne bohatá na pramene, zvlášť vo vyššie položených horských chrbtoch, kde sú veľké zrážky a vypreparované hrebene sú vytvorené zo silno rozpukaných efuzívnych hornín. Ich puklinovitosť vznikla pôsobením gravitačných procesov. Nižšie oblasti s menším ročným úhrnom zrážok sú častejšie vytvorené z pyroklastických hornín (Krupinská vrchovina) a sú chudobné na pramene. Výdatnosť prameňov vo vulkanických horninách je malá a iba ojedinele presahuje 1—2,0 l/s. Obyčajne je nižšia ako 0,3 l/s v suchom období. Prevažná časť prameňov je viazaná na zónu zvýšenej puklinovosti skalného komplexu. Na podklade podrobného štúdia výverov vody boli vyčlenené:

sutinové vývery
puklinové vývery
puklinovo-vrstevné vývery
vývery zo zlomových línií.

Výskyt sutinových výverov je závislý od charakteru a mocnosti pokryvných útvarov. Iba vo väčších nadmorských výškach, kde prevláda mechanické zvetrávanie, sa často vyskytujú dobre priepustné skalné moria, cez ktoré infiltrujú zrážkové vody a časť z nich vystupuje na styku s menej priepustným skalným podložím v podobe výverov. V nižších polohách sú pokryvné útvary vzhľadom na illiticko-montmorillonitický rozpad vulkanických hornín slabo priepustné a výverov je málo. Vyznačujú sa veľkým rozkyvom výdatnosti v závislosti od klimatických podmienok; časť prameňov v suchom období vysychá. Teplota podzemných vôd kolíše v závislosti od sezónnych zmien teplôt. Z hydrogeologického hľadiska pokryvné útvary hrajú významnú úlohu, pretože podmieňujú prestup zrážkových vôd do skalného komplexu. Dôležitá je ich akumulačná schopnosť a možnosť pomalého odovzdávania zrážkových vôd do skalného komplexu. Puklinové vývery sa najčastejšie vyskytujú tam, kde je obeh podzemných vôd viazaný na zónu zvýšenej puklinovitosti skalného komplexu. V období dažďov sa pukliny a póry napĺňajú vodou a postupne sa vyprázdňujú. Puklinovo-vrstevné pramene veľmi často vyvierajú vysoko nad miestnou eróznou bázou na styku priepustnejších hornín s nepriepustnými. Pramenné línie vytvorené na ich styku majú dĺžku niekedy až 200—300 m i viac. Známe sú z vrcholových častí Vtáčnika a Kremnického pohoria. Ústredné chrbty sú vytvorené z vypreparovaných prúdov efuzívnych hornín s častými skalnými baštami. Vplyvom zosuvných pohybov sú intenzívne porušené otvorenými puklinami. Svahy sú pokryté kamennými moriami a zahlinenými suťami. V oblasti je intenzívna zrážková činnosť, ktorá často presahuje 1000 mm ročne a priemerné ročné teploty klesajú pod 6 °C, takže výpar je malý. Výdatnosť výverov z pramenných línií dosahuje až 5,0 l/s. Podzemné vody po výstupe na povrch často skryte prenikajú znova do svahových uložení a vystupujú na povrch v údoliach. Ich výdatnosť je silne ovplyvnená klimatickými pomermi a ich teplota je závislá od sezónnych zmien teploty. Pramene sú zaujímavé z vodohospodárskeho hľadiska a môžu byť využité pre lokálne zásobovanie.

Veľmi často sa stáva, že podzemné vody skryto unikajú do potokov. Preto napriek výdatným prietokom v povrchových tokoch i v suchom období v mno-

ných oblastiach nenachádzame výdatnejšie pramene a podzemné vody postupne prestupujú do toku.

Výskumnými prácami bolo zistené, že vnútri vulkanického komplexu i na styku vulkanických hornín so sedimentmi kotlín nachádzame malé množstvo výverov, ktoré majú zvýšenú teplotu podzemnej vody. Jej teplota je i v zimnom období vyššia ako priemerná ročná teplota vzduchu a pohybuje sa od 12 do 20 °C, ojedinele i viac. Sú to najvýdatnejšie pramene v oblasti neovulkanitov. Z významnejších možno spomenúť Weisove pramene pri Krupine s výdatnosťou 16,0 l/s a teplotou vody 16 °C, pramenisko pri Podzámčoku, kde sa nachádzal výver vody o výdatnosti 25—30 l/s a teplote vody 14 °C, prameň v obci Rybník o výdatnosti 5,0 l/s a teplote vody 17 °C, prameň pri obci Nižná Myšľa v Slanských horách východne od Košíc o výdatnosti 10,0 l/s a teplote vody 18 °C a iné. Podzemná voda v nich obieha vo väčších hĺbkach. Jej výstup na povrch je viazaný na zlomové línie a ich výdatnosť nie je tak výrazne ovplyvnená klimatickými pomermi ako u predchádzajúcich typov prameňov.

Zaujímavé porovnávacie hodnoty pre jednotlivé oblasti neovulkanitov poskytujú údaje o minimálnom špecifickom odtoku podzemných vôd. Oblasť povodia Hrona má minimálny špecifický odtok 0,8—3,6 l/s/km². Povodie Ipľa, ktoré tvorí z prevažnej časti Krupinská vrchovina, má minimálny špecifický odtok 0,1—0,5 l/s/km² a oblasť východoslovenského neogénu vytvorená z neovulkanitov Slanského pohoria má minimálny špecifický odtok 0,2—1,5 l/s/km² (V. Böhm 1966). Sú to pomerne nízke hodnoty. Rozkyv prietokov v jednotlivých povodiach medzi maximálnymi a minimálnymi prietokmi je veľký.

V oblasti neovulkanitov bolo urobené množstvo vrtných prác zameraných na vodu, určenú pre drobnú spotrebu predovšetkým v oblasti Krupinskej vrchoviny, ktorá je na pramene najchudobnejšia. Ich výdatnosť iba ojedinele presahovala 3—5 l/s vody. Podľa týchto údajov bola oblasť neovulkanitov považovaná za veľmi chudobnú na podzemné vody a autori zaoberajúci sa zvodnením vulkanických hornín sa zhodovali v názore, že v tejto oblasti nemožno nájsť významnejšie zdroje podzemných vôd, a ich vyhľadávaniu sa preto nevenovala dostatočná pozornosť, aj keď je tu akútny nedostatok pitnej a úžitkovej vody.

Na podklade štúdia geologicko-tektonickej stavby územia a zhodnotenia doteraz urobených hydrogeologických prác v oblasti neovulkanitov môžeme predpokladať, že zdroje podzemných vôd jestvujú v týchto štruktúrach (L. Škvarka 1971):

1. v zóne zvýšenej puklinovitosti skalného masívu;
2. v pórovitých vulkanických sedimentoch;
3. na výrazných zlomových líniách.

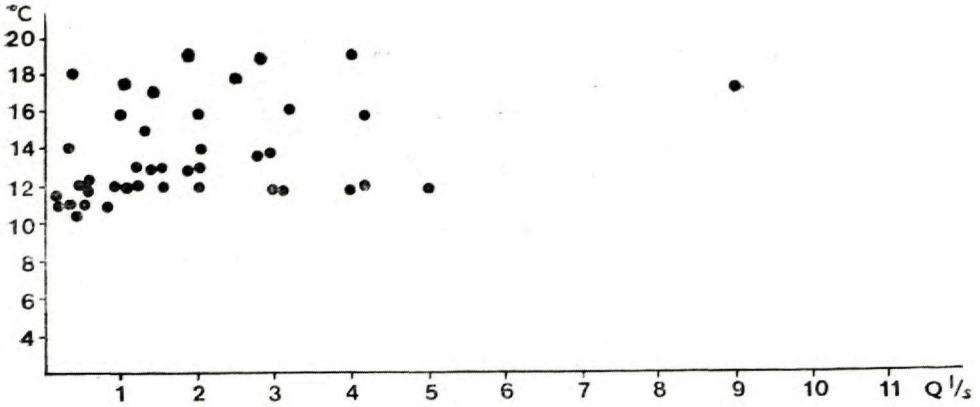
1. Zóna zvýšenej puklinovitosti: vrchná časť vulkanického komplexu je pod vplyvom klimatických a gravitačných síl intenzívnejšie rozpukaná, čo umožňuje živšiu cirkuláciu a akumuláciu podzemných vôd. Vrchná časť puklinových systémov je vyplnená produktmi zvetrávania. Znižuje sa tým ich priepustnosť, zvlášť u hornín menej odolných voči zvetrávaniu. Preto vrchná časť vulkanického komplexu do hĺbky 15—20 m je menej priepustná ako v hlbších častiach, i keď tu puklinovosť pozvoľna vyznieva. Pretože puklinové systémy sú málo otvorené a ich vzájomné prepojenie je často nedostatočné,

Chemické zloženie podzemných vôd vystupujúcich v prameňoch zo zlomových línií

Tab. 1

Názov vrtu prameňa	Dátum odberu	Teplota vody vzduchu v °C	pH	Celková mineralizácia v mg/l	Iónové zloženie mg/l mval/l mval %									
					Li^+	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Fe^{+2}	Mn^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-
Dražovce Drienkov	15. 9. 65	15,2 17,6	6,5	293,1	neg.	9,1 0,396 5,14	4,0 0,102 1,32	42,2 2,10 27,38	15,1 1,242 16,16	neg.	neg.	10,74 0,303 3,99	4,55 0,095 1,25	207,4 3,4 44,76
Krupina „Weisov prameň“	15. 9. 65	13,0 12,5	6,7	190,25	neg.	7,8 0,339 6,19	3,0 0,077 1,41	28,15 1,404 25,64	11,15 0,918 16,76	st.	neg.	8,35 0,236 4,89	3,7 0,077 1,6	128,0 2,1 43,51
Zemp. Teplica prameň Teplica	19. 11. 65	15,5 0,3	6,5	466,05	0,05 0,007 0,06	45,0 1,95 15,73	8,4 0,215 1,73	46,3 2,31 18,56	21,05 1,73 13,92	neg.	neg.	44,5 1,25 9,94	30,05 0,626 4,95	263,7 4,323 34,21
Dolné Breziny zachyt. prameň	12. 12. 68	13,1 — 5,0	7,0	214,0	0,02 0,003 0,06	8,0 0,34 6,38	3,4 0,08 1,60	26,91 1,34 24,63	11,49 0,94 17,33	neg.	neg.	4,11 0,116 2,07	13,99 0,29 5,18	142,79 2,34 41,65
Krupina „Buranfloch“	10. 4. 67	16,3 14,0	6,8	225,05	st.	7,2 0,31 5,55	4,1 0,105 1,86	26,85 1,34 23,78	12,9 1,06 18,81	st.	neg.	3,0 0,08 1,36	10,3 0,214 3,66	160,25 2,626 44,86

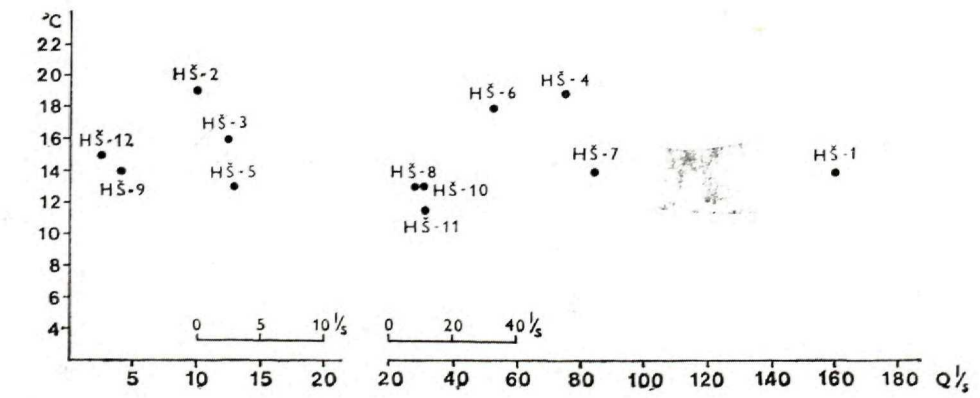
Analyzoval: S. Gazda



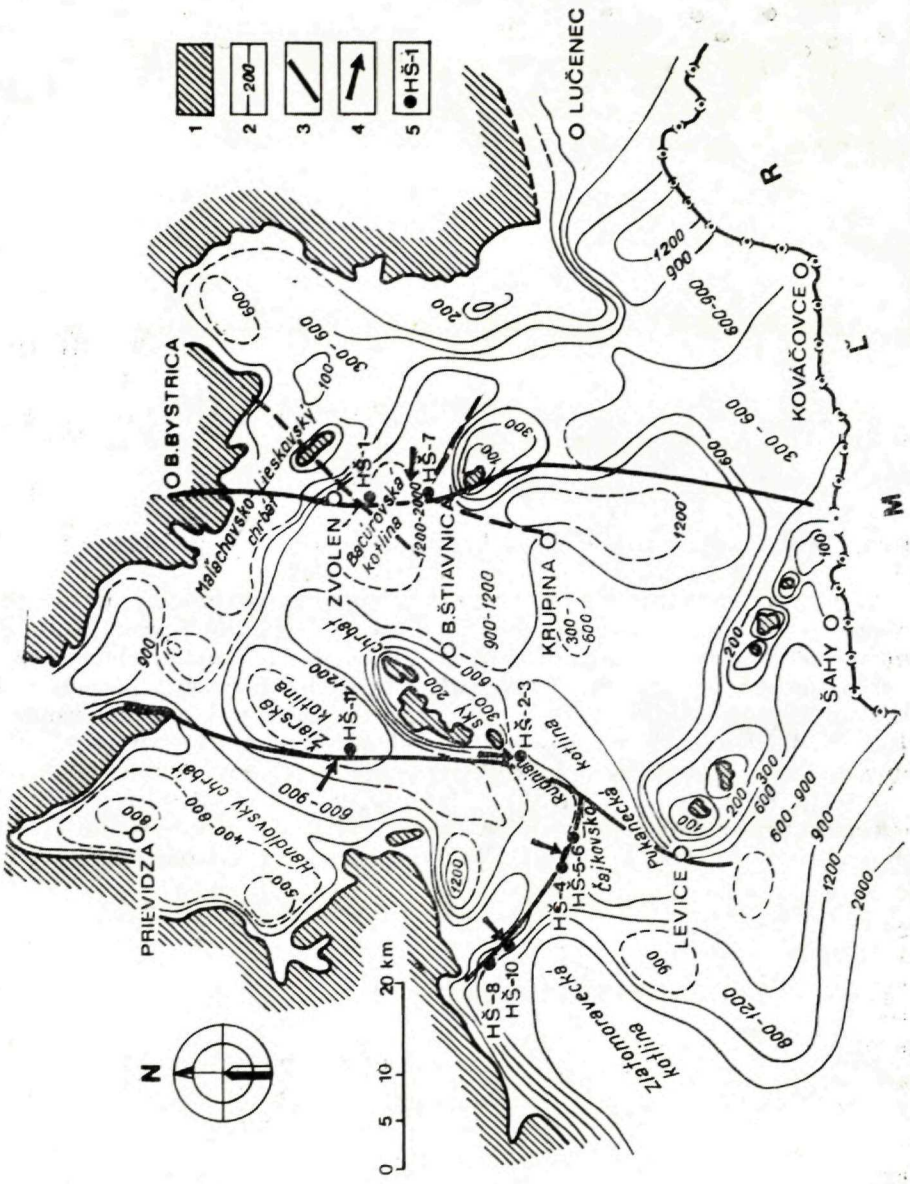
Obr. 1. Výdatnosť hydrogeologických vrtov situovaných do vulkanického komplexu a jeho blízkeho okolia do roku 1967.

nemožno očakávať, že sa v nich nachádzajú väčšie zdroje podzemných vôd. Majú význam iba z hľadiska lokálneho zásobovania.

2. Porózne vulkanické sedimenty: sopečné vyvrženiny môžu byť vytvorené z úlomkov granulometrického zloženia. Ich pórová priepustnosť je podmienená vhodným granulometrickým zložením vulkanoklastických hornín, prípadne poróznych efuzív. Vytvárajú sa tu súvislé horizonty podzemných vôd. Pórová priepustnosť je obyčajne kombinovaná s puklinovou priepustnosťou. V uvedených štruktúrach bolo vykonané množstvo vrtných prác, predovšetkým v oblasti Krupinskej vrchoviny. Výdatnosť vrtov hlbokých 50—70 m je 1,0—5,0 l/s (V. Böhm — S. Klír — P. Ostrolucký 1964). Prieskumné práce posleného obdobia overili výdatnosti 10—20,0 l/s z vrtu (J. Koša 1968, Z. Hlavatý 1971). Takéto priaznivo zvodnené štruktúry sú



Obr. 2. Výdatnosť vrtov situovaných do výrazných zlomových línií.



Obr. 3. Štruktúrno-tektonická schéma overených štruktúr v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Zostavil L. Škvarka podľa podkladov O. Fusána et al. 1969.
1 — geologické útvary staršie ako neogén; 2 — izohypsy predneogénneho podložia; 3 — tektonické línie; 4 — smer prúdenia podzemných vôd; 5 — hydrogeologické vrty

zriedkavé. Podzemné vody, ktoré sú v nich akumulované, majú význam ako zdroje podzemných vôd pre menšie skupinové vodovody.

3. Poruchové zóny: vulkanický komplex po svojom uložení bol postihnutý výraznou germanotypnou teknonikou. Podľa V. E. Cheina (1963) sa hlbinné zlomy vyznačujú tromi hlavnými znakmi:

1. veľkou dĺžkou;
2. značnou hĺbkou založenia;
3. dlhou dobou trvania a viacfázovým vývojom.

Hlbinné zlomy rozdeľujú zemskú kôru na rad kier s odlišným vývojom a režimom pohybu. Na hlbinné zlomy sú viazané i vývery termálnych vôd, čo svedčí, že môžu byť priepustné. Pri výskume bola väčšia pozornosť venovaná prameňom so zvýšenou teplotou podzemnej vody. Zvýšenú teplotu voda nadobúda vo väčších hĺbkach, kde sa ohrieva zemským teplom, a ak môže rýchlo vystúpiť na povrch, ochladí sa iba nepatrne. Teplota podzemnej vody zodpovedá teplote horninového prostredia, v ktorom sa formuje. Ak poznáme geotermický stupeň oblasti, môžeme usúdiť, z akej hĺbky voda vystupuje. V štruktúrnych vrtoch v oblasti stredoslovenských neovulkanitov boli merané teploty a bolo zistené, že geotermický stupeň je cca 20 m (L. Škvarka 1969). Na základe výsledkov merania možno predpokladať, že obeh podzemných vôd v oblasti neovulkanitov nie je viazaný iba na najvyššiu časť vulkanického komplexu, ako sa pôvodne usudzovalo. Vulkanické horniny sú vytvorené zo skalných hornín s puklinovou priepustnosťou, voda môže vychádzať na povrch iba po porušených zlomových líniách. Z uvedených poznatkov vyplýva, že v oblasti neovulkanitov nachádzame priepustné zlomové línie až do hĺbky 200—300 m. Voda cirkulujúca v porušených tektonických zónach môže byť v hydraulickej spojitosti s drobnými zvodnenými puklinovými systémami i s vodami, ktoré sa nachádzajú v poróznom prostredí, predovšetkým vo vulkanoklastických horninách. Vzhľadom na to, že zlomové línie majú regionálny charakter, možno predpokladať, že po nich podzemné vody komunikujú. Zlomové línie boli preto označené za najnádejnejšie miesta, v ktorých možno získať nové zdroje podzemných vôd. Výskumná činnosť bola preto zameraná na riešenie otázok zvodnenia, priepustnosti, vyplnenia produktmi zvetrávania a boli získané prekvapivé výsledky.

Výsledky výskumu zlomovej línie medzi Zvolenom a Krupinou

Predpoklad o hydrogeologickom charaktere zlomových línií potvrdila zlomová línia prebiehajúca údolím potoka Neresnica medzi Zvolenom a Krupinou. Je to tzv. zázrivsko-budapeštianske zlomové pásmo severo-južného smeru regionálneho rozsahu, ktoré má veľký význam i z hydrogeologického hľadiska.

V blízkosti obce Podzámčok vyvieral zo zlomovej línie plošný výver vody, ktorý bol v roku 1958 zachytený vykopanou studňou. Jeho výdatnosť bola 25,0—30,0 l/s a využíval sa na zásobovanie obce pitnou vodou. V roku 1962 tu bol urobený hydrogeologický prieskum, ktorý priniesol tieto výsledky (J. Litva 1963):

označenie vrtu	zníženie hladiny hladiny v m	výdatnosť v l/s	hĺbka vrtu v m
RH-1	negatívny		11,9
RH-2	3,42	15,3	21,1
RH-3	negatívny		15,5
RH-4	5,6	5,3	14,7

Informačnou čerpacou skúškou sme zistili, že vrty majú výdatnosť 20,6 l/s vody. Vrtné práce potvrdili, že náplavy riečky Neresnice sú hrubé 2,0—3,0 m. Tvoria ich silno zahlinené štrkopiesky, ktoré sú málo priepustné, až nepriepustné. Nepotvrdili názor, že podzemná voda je geneticky viazaná na priepustné náplavy riečky Neresnice a je v úzkej hydraulickej spojitosti s vodou v toku, ktorý ju vo vyšších častiach napája. Zistili sme, že voda vyviera z rozpukaných skalných hornín z podložia náplavov. Stála teplota podzemnej vody i v zimnom období nasvedčovala tomu, že vystupuje z hĺbky 150—200 m. V období minimálnych prietokov sme v riečke merali prietočné množstvá vody a zistili sme, že v oblasti prameniša priteká do toku 145,0 l/s vody, z toho viac ako 100 l/s prestupovalo plošne skryto do toku. V skalných horninách môže také množstvo podzemnej vody vystupovať na povrch a pritom sa podstatne neochladiť iba po výrazných otvorených zlomových líniách. Mimoriadnu pozornosť sme preto venovali štruktúre. Zamerali sme sa na riešenie otázok zvodnenia zlomových línií, ich funkcie pri obehu podzemných vôd a charakteru ich výplne. Bolo potrebné riešiť i otázku, či vody nemajú pôvod v podložných karbonatických horninách pliešovského ostrova a zlomovou líniou vulkanického komplexu iba vystupujú na povrch. Chemický typ podzemnej vody a jej nízka mineralizácia 200—300 mg/l však vylúčili karbonatický pôvod.

Na riešenie uvedených problémov bol otvorený hydrogeologický vrt HŠ-1, hlboký 215 m, situovaný do predpokladanej zlomovej línie, ktorá privádzala vodu na povrch a bola presne lokalizovaná teplotnými meraniami v zimnom období. Vývery, ktoré z nej bezprostredne vychádzali, mali najvyššiu teplotu. Hydrogeologický vrt zachytil silne zvodnenú priepustnú zlomovú líniu v hĺbke 44,0 m pod povrchom v andezitoch, ktoré do hĺbky 215 m neboli prevŕtané. Otvorená zlomová línia bola zvodnená. Smerom do hĺbky puklín ubúdalo. Počas 30-dňovej čerpacej skúšky na vrte boli namerané tieto výdatnosti:

zníženie hladiny vody vo vrte v m p. t.	výdatnosť v l/s
1,0	50,0
2,0	100,0
3,4	150—160

Počas čerpacej skúšky bolo možné pozorovať plošné presakovanie vody z prameniša. Ďalší hydrogeologický vrt RH-5 hlboký 80,0 m zachytil iba okraj zlomovej línie. Podľa výsledku vrtu má zlomová línia veľmi strmý úklon

Chemizmus podzemných vôd neresnickej zlomovej línie

Tab. 2

Názov vrtu prameňa	Dátum odberu	Teplota vody vzuchu v °C	pH	Celková minerali-zácia v mg/l	Iónové zloženia mg/l mval/l mval %									
					Li^+	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Fe^{+2}	Mn^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-
HŠ-1 Podzám-čok	11. 3. 67	14 15	6,9	222,5	st.	8,0 0,34 6,09	4,3 0,11 1,92	27,0 1,35 23,62	12,7 1,05 18,37	neg.	neg.	4,25 0,12 2,08	9,45 0,19 3,41	156,4 2,56 44,42
RH-6 Podzám-čok	17. 6. 69	14,5 23	7,0	226,57	st.	8,6 0,37 7,51	4,8 0,12 2,47	26,91 1,34 26,95	7,87 0,64 12,99	st.	neg.	3,93 0,11 2,15	neg.	136,9 2,24 43,86
Breziny zachyt. prameň	26. 11. 69	12,6 8,1	6,7	198,8	st.	7,60 0,33 7,40	2,80 0,07 1,61	22,83 1,13 25,47	8,47 0,69 15,50	neg.	neg.	4,86 0,13 2,99	8,06 0,13 2,82	116,1 1,91 41,59
HŠ-7 Dobrá Niva	22. 5. 68	14 13	7,0	302,5	st.	9,0 0,39 5,28	14,0 0,10 1,38	39,08 1,95 26,35	15,20 1,25 16,89	st.	neg.	4,96 0,14 1,84	13,17 0,27 3,60	206,9 3,39 44,52
DN-1 Dobrá Niva	2. 2. 68	13,1 6,8	6,8	214	neg.	7,05 0,30 5,66	4,00 0,10 1,88	25,05 1,25 23,04	12,77 1,05 19.36	0,08 0,003 0,06	neg.	3,26 0,09 1,64	11,52 0,24 4,27	151,21 2,47 44,09

Analyzovali: S. Gazda a K. Lopašovský.

75—85° a je veľmi úzka. Vrt bol situovaný niekoľko metrov za zlomovou líniou, a preto ju nezachytil. Výdatnosť vrtu bola 5,3 l/s pri znížení hladiny podzemnej vody 7,2 m pod úroveň terénu. Ďalší vrt, ktorý leží asi 40—50 m od vrtu RH-5, bol situovaný tak, aby zachytil pokračovanie zlomovej línie. Bol hlboký 70,0 m a zasiahol hlavnú zlomovú líniu v hĺbke 50—60 m a znovu potvrdil, že zlomová línia má strmý úklon, malú šírku a je dobre priepustná. Počas čerpacej skúšky mal vrt RH-6 tieto výdatnosti:

zníženie hladiny vody v m pod terén	výdatnosť v l/s
1,07	46,5
2,07	71,4
3,07	92,4
6,50	151,5

Čerpacia skúška v tomto vrte ovplyvnila hladinu podzemnej vody vo vrte HŠ-1, ktorá poklesla o 75 cm. Počas dlhodobej spoločnej čerpacej skúšky v dĺžke 90 dní dávali tieto dva vrty tieto množstvá vody:

názov vrtu	výdatnosť v l/s	zníženie hladiny vody v m pod terén
HŠ-1	115,0	5,5
RH-6	107,0	6,3

Počas čerpacej skúšky výdatnosť vrtov neklesla. Bolo z nich odčerpané 222 l/s vody a plošne zamokrené prameniště sa vysušilo. Pre praktické využitie podzemných vôd pramenišťa bolo potrebné zistiť, aký je vzťah podzemných vôd pramenišťa k povrchovej vode, ktorá preteká riečkou Neresnica. Bolo treba preskúmať, či sa vody v prameništi nedopĺňajú z povrchového toku infiltráciou do zlomovej línie vo vyšších častiach povrchového toku a aký je vzťah povrchových vôd k podzemným vodám pramenišťa počas čerpacej skúšky. Aby sa zistilo, či povrchová voda neinfiltruje z toku do zlomovej línie, boli premerané prietočné množstvá vody v toku riečky Neresnice v období s minimálnym stavom podzemných vôd, a neboli zaznamenané žiadne straty do skalného komplexu. Vylučuje to možnosť, že sa vody z pramenišťa dopĺňajú z povrchového toku. Pred vrtnými prácami jestvoval v lokalite jeden výver podzemnej vody priamo v toku Neresnice. Preto bolo potrebné zistiť, či pri čerpacej skúške, keď sa znížila hladina podzemnej vody, neprestupovali povrchové vody opačným smerom do pramenišťa. Sledovali sme preto prietočné množstvá povrchovej vody nad prameništom a pod ním. Neboli však zaznamenané žiadne straty povrchovej vody. Sledovali sme aj fyzikálne vlastnosti podzemných vôd. Vody z pramenišťa majú stálu teplotu podzemnej vody 14,0 °C. Čerpaciu skúšku sme urobili v zimnom období a povrchové vody v riečke mali teplotu 0° až 2 °C. Prienik väčšieho množstva povrchovej vody do pramenišťa by sa bol

Tab. 3

Chemizmus podzemných vôd neresníckej zlomovej zóny. (Zostavil S. Gazda, 1971)

Lokalita	Počet analýz braných pre priemer	M mg/l	S_1	A_1	A_2	Mg/ /Ca	Na/ /K	SO_4/M
HŠ-1 Podzámčok	8	231,5	11,65	4,75	83,6	0,66	3,05	0,036
RH-6 Podzámčok	2	208,9	13,1	5,5	81,4	0,48	3,35	0,045
HŠ-7 Dobrá Niva	8	300,2	12,55	1,75	85,7	0,68	3,5	0,038
DN-1 Dobrá Niva	3	318,1	12,2	1,95	85,5	0,8	3,0	0,042
HŠ-9 Hont. Nemce	3	706,5	8,45	9,2	82,2	0,71	3,4	0,020
Pôvodný prameň		205,15	15,15	3,4	81,45	0,42	3,4	0,050

musel prejaviť poklesom teploty vody čerpanej z vrtov. Vody Neresnice sú značne bakteriologicky znečistené. Sledovali sme preto bakteriologické vlastnosti podzemnej vody; tie však bakteriologicky znečistené neboli. Uvedené práce dokázali, že počas čerpacej skúšky nepresakovalo do prameniša toľko povrchových vôd, aby ovplyvnili dokumentované množstvá podzemnej vody.

Podzemná voda má kalciumovo-magnéziumovo-bikarbonátový charakter s celkovou mineralizáciou 250—300 mg/l. Obsah železa a mangánu je negatívny, alebo v prípustnej norme. Nízka mineralizácia, prítomnosť agresívneho CO_2 vylučuje genetickú väzbu podzemnej vody vystupujúcej zo zlomovej línie na karbonatický komplex podložia neovulkanitov. Uvedený poznatok potvrdil i hlboký štruktúrny vrt GK-8, ktorý zachytil priepustné karbonatické sedimenty mezozoika až v hĺbke viac ako 1200 m. Počas čerpacej skúšky postupne poklesla mineralizácia podzemnej vody z 260,8 mg/l na 222,9 mg/l. Spôsobil to zrýchlený obeh podzemných vôd a kratší styk vody s horninou.

V oblasti Dobrej Nivy, podobne ako v oblasti Podzámčoku podzemné vody prenikali skryto do alúvia potoka Neresnica a silne zamokrovali okolie. Podzemné vody vystupujúce zo skalného komplexu boli blokované málo priepustnými až nepriepustnými náplavmi Neresnice a plošne presakovali na väčšej ploche. Skrytý prítok podzemnej vody má tu výdatnosť 46,0 l/s. Pre ove-

renie zlomovej línie tu bol situovaný hydrogeologický vrt HŠ-7, hlboký 135 m. Počas vŕtania boli vo vrte robené informačné čerpacie skúšky. V hĺbke 25,0 m bola hladina podzemnej vody v úrovni terénu a pri znížení hladiny podzemnej vody na 3,3 m sa z vrtu čerpalo 2,6 l/s vody. V hĺbke 38—40,0 m po prevŕtaní otvorených puklín sa prejavil prítok podzemnej vody o výdatnosti 10,0 l/s v úrovni terénu, ktorá sa postupne zvyšovala na 13,0 l/s. V hĺbke 50 m bola dokumentovaná výdatnosť 25,0 l/s vody pri znížení hladiny 4,8 m pod úroveň terénu. V hĺbke 72,0—75,0 m sa zvýšil pretok podzemnej vody z vrtu na 17,0 l/s a informačnou čerpacou skúškou bola zistená výdatnosť 28,5 l/s pri znížení hladiny vody 3,0 m pod úroveň terénu. V hĺbke 87,0 m — 89,0 m sa zvýšil artézsky prietok vody z vrtu na 19,0 l/s. V hĺbke 100 m bola čerpacou skúškou overená výdatnosť 33,3 l/s vody pri znížení hladiny o 3,1 m pod úroveň terénu. V hĺbke 107—108,0 m sa zvýšil prietok na 30,0 l/s a v hĺbke 110—120 m sa zvýšil prietok vody na 33,0 l/s a informačnou čerpacou skúškou bola overená výdatnosť 40,0 l/s pri znížení hladiny podzemnej vody 1,2 m pod úroveň terénu. Z nameraných hodnôt možno vyčísliť vzrast výdatnosti vrtu súčasne s jeho prehlbovaním pri znížení hladiny vody o 1,0 m pod úroveň terénu.

Hĺbka vrtu	Výdatnosť v l/s zníženie v m pod úroveň terénu	Výdatnosť v l/s pri znížení 1 m pod úroveň terénu
25	2,6/3,3	0,80
50	25,0/4,8	5,20
75	28,0/3,05	9,18
100	33,3/3,1	10,74
110	36,3/1,45	25,03
120	40,0/1,2	33,33

Ďalší vrt DN-1, situovaný do štruktúry, priniesol tieto hodnoty (J. Príhoda 1970):

hĺbka vrtu v m	výdatnosť v l/s /zníženie
20	2,6/ 0,38
40	20,0/ 9,4
60	22,0/10,4
79,5	28,5/23,6

U vrtu HŠ-7 boli najvýdatnejšie prítoky podzemnej vody zachytené v hlbších častiach vrtu. Skalný masív bol rozpukaný podstatne rovnomernejšie ako v lokalite Podzámčok. U vrtu DN-1 boli hlavné prítoky zachytené do hĺbky 40,0 m a ďalším prehlbovaním stúpali iba nepatrne. Vrt zachytil okraj zlomovej línie a skalný komplex bol menej porušený. Na vrtoch HŠ-7 a DN-1 bola urobená dlhodobá čerpacia skúška v dĺžke 177 dní. V priebehu čerpania jednotlivým zníženiam hladiny zodpovedali tieto výdatnosti:

	Vrt HŠ-7		Vrt DN-1	
Depresia	Zníženie hladiny v m pod úroveň terénu	Výdatnosť v l/s	Zníženie hladiny v m pod úroveň terénu	Výdatnosť v l/s
I.	4,0	43,0	4,0	8,3
II.	8,0	58,2	8,0	12,3
III.	12,0	67,6	12,0	15,1
IV.	16,0	77,4	16,0	18,3
V.	20,0	84,1	20,0	21,7

U týchto vrtov počas čerpacej skúšky v priebehu 6 mesiacov od septembra do marca poklesla výdatnosť vrtu HŠ-7 z 84,1 l/s na 80,6 l/s a u vrtu DN-1 z 21,7 na 17,7 l/s a vplyvom topenia snehu začala znova stúpať. Na pokles výdatnosti malo vplyv i obdobie, v ktorom prebiehala čerpacia skúška. Po jej skončení hladina podzemnej vody vystúpila do úrovne terénu za 6 minút. Za dve hodiny bol prietok vody z vrtu 21,2 l/s a ustálil sa na výdatnosti 23,0 l/s. Vo vrte DN-1 vystúpila hladina vody do úrovne terénu za 86 hodín a ustálila sa na výdatnosti 1,1 l/s. Vykopané studne v blízkosti vrtov, využívané ako zdroj vody pre obce Dobrá Niva a Babiná, čerpacia skúška neovplyvnila. Nakoľko prameniště vody v Dobrej Nive je vzdialené od vývervov v Podzámčoku 5,5 km, počas čerpacej skúšky bola sledovaná výdatnosť vrtov HŠ-1 a RH-6 (ich artézsky prietok). Bolo zistené, že počas čerpacej skúšky nepoklesla ich výdatnosť, ale sa nepatrne zvýšila. Voda má kalciumovo-bikarbonátový charakter s celkovou mineralizáciou 300—350 mg/l. Vyššiu mineralizáciu v porovnaní s vodou z Podzámčoku možno vysvetliť častejším výskytom pyroklastík v tejto oblasti a bezprostrednejším stykom podzemnej vody s horninovým prostredím.

Ďalšie pokračovanie zlomovej línie na juh potvrdil vrt HŠ-9 Hontianske Nemce — Devičie, ktorý zachytil málo priepustnú zlomovú líniu v pyroklastických horninách. Vrtom boli zachytené málo porušené, prevažne tufové horniny, a preto možno predpokladať, že vrt zachytil iba okraj zlomovej línie. Vrt hlboký 113,0 m mal výdatnosť 3,5 l/s vody pri znížení hladiny 54,0 m pod úroveň terénu a teplota vody bola 14,0 °C. Ďalší hydrogeologický vrt v tejto oblasti bol situovaný severne od Krupiny, kde pravdepodobne pokračuje pohorelská zlomová línia pod neovulkanitmi západno-východného smeru.

Hydrogeologický vrt hlboký 110,0 m zachytil mohutné tektonicky porušené teleso pyroxenického andezitu. Vrt vydal artézsky prietok vody o výdatnosti 3,0 l/s a teplote vody 12,5 °C. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť 13,0 l/s vody. Zdroj podzemnej vody bol napojený na vodovod mesta Krupina. Ďalší priebeh zlomovej línie sledoval vrt Z-1 v Záježovej (J. Príhoda 1969), hlboký 63,5 m. Čerpacia skúška priniesla výdatnosť 27,8 l/s pri znížení hladiny vody 8,0 m pod úroveň terénu. Výdatnosť sa počas čerpacej skúšky neustálila a postupne klesala.

Hydrogeologické zhodnotenie štruktúry

Vulkanický komplex v okolí štruktúry je zložený z rôznych typov andezitov a ich pyroklastík. Juhovýchodnú časť tvorí pohorie Javorie, južnú časť Krupinská vrchovina a západnú časť Štiavnické pohorie. Severozápadne od Podzámčoku vystupujú relikty bazaltových prúdov. V oblasti Brezín a Babinej vychádzajú na povrch mohutné extruzívne telesá hyperstenicko-amfibolického andezitu. Juhovýchodným smerom vystupujú na povrch karbonátové horniny v podobe pliešovského ostrova. Štruktúrno-geologická stvaba má podstatný vplyv i na hydrogeologické pomery. Reliéf starších podložných útvarov je mimoriadne komplikovaný. Na severe a severovýchode vystupuje v podloží malachovsko-lieskovský chrbát, ktorý vytvára v podloží spojnicu medzi pohorím Žiar a západnou časťou Slovenského rudohoria. V oblasti Pliešoviec podložie vychádza na povrch. Vulkanický komplex je uklonený smerom do Slatinskej kotliny, kde je vyvinutá v podloží neovulkanitov výrazná bacúrovská depresia. Vrtom GK-8 bolo zistené, že podložné horniny v tejto oblasti sa nachádzajú v hĺbke vyše 1200 m. Prúd podzemných vôd z pohoria Javorie i časti Krupinskej vrchoviny je takto usmernený smerom do bacúrovskej depresie. Údolím toku Neresnice prebieha výrazné zlomové pásmo severo-južného smeru, tzv. zázrivsko-budapeštiansky zlom, ktorý sa medzi Zvolenom a Banskou Bystricou rozvetvuje a jedna z vetví prebieha od Zvolena smerom na Podzámčok, Dobrú Nivu a Krupinu. V oblasti Dobrej Nivy sa križuje so zlomovým systémom západo-východného smeru, ktorý čiastočne ohraničuje Bacúrovskú kotlinu a v oblasti Podzámčoku — Brezín zlomové pásmo, ktoré oddeľuje hodrušsko-vyhniansky ostrov od severného okraja čajkovsko-pukanskej depresie. Na križovaní týchto zlomových systémov sa vytvára priaznivá zlomová štruktúra s otvorenými, dobre priepustnými puklinami, ktoré vyvádzajú na povrch podzemné vody prúdiace z pohoria Javoria a severnej časti Krupinskej vrchoviny. Je veľmi pravdepodobné, že bazaltové horniny vystupujúce v oblasti Ostrej Lúky vytvárajú bariéru pre prestupujúce podzemné vody, a tým je štruktúra ešte priaznivejšia. Prúd podzemných vôd i v minulosti vystupoval zlomovou líniou, časť z nich vytekala v zachytenom prameni a časť sa skryto pretláčala cez aluviálne sedimenty do povrchového toku. Vzhľadom na illiticko-montmorillonitický rozpad vulkanických hornín pokryvné útvary vytvárali málo priepustnú až nepriepustnú bariéru pre prienik podzemných vôd. Nepriepustnými zvetralinami boli vyplnené čiastočne i pukliny do hĺbky 20—30 m. Pri navŕtaní otvorených zlomových línií v hĺbke pod 40 m boli koncentrovane zachytené podzemné vody. Všetky vývery podzemnej vody v prameništi zanikli a z dvoch vrtov odtekalo 120 l/s vody. Takto boli netradičným spôsobom zachytené podzemné vody prameniša a upustilo sa od zachytávania podzemných vôd plošnými drenážami na styku skalného komplexu s pokryvnými útvarami.

Výsledky výskumu zlomovej línie oddeľujúcej neovulkanické horniny Štiavnického pohoria od čajkovsko-pukanskej depresie

Čajkovsko-pukanská kotlina predstavuje tektonicky zaklesnutú depresiu vyplnenú vulkanicko-sedimentárnymi horninami miocénno-pliocénneho veku,

ktorá je tektonicky oddelená od vulkanitov Štiavnického pohoria. V sedimentárnej výplni kotliny bolo urobené mnoho hydrogeologických vrtov pre zásobenie vodou malých spotrebísk. Sedimenty pozostávajú z málo priepustných až nepriepustných hornín, vytvorených prevažne z ílov, tufitov, slieňovcov a ojedinele z piesčitých sedimentov. Hydrogeologické vrty tejto oblasti dokazujú, že je chudobná na väčšie zdroje podzemných vôd. Dokazujú to i vrty, ktoré dokumentovali tieto výsledky:

Situovanie a názov vrtu	Hĺbka vrtu	Výdatnosť v l/s pri znížení hladiny vody v m
Stredná škola Rybník	20,0	0,9/7,3
Čajkov RH-1	20,0	1,1/3,5
Čajkov RH-2	22,5	negatívny
Čajkov RH-3	35,6	negatívny
Čajkov S-1	107,0	negatívny
Čajkov S-2	92,4	negatívny
Čajkov S-3	198,0	1,4/59,0
Stredná škola Čajkov	27,0	2,8/4,6
Gondovo S-1	31,0	negatívny
Gondovo S-2	9,0	negatívny
Gondovo S-3	9,0	negatívny
Gondovo S-4	20,0	negatívny

Oblastiam vulkanického komplexu nebola v minulosti venovaná patričná pozornosť, pretože sa predpokladalo, že v nich nemožno získať väčšie zdroje podzemných vôd. Výdatnejšie pramene v nich nenachádzame. Zriedkavé sú i pramene s výdatnosťou 0,1 l/s v suchom období. Prevažná časť potokov vysychá v období chudobnom na zrážky. Iba v oblasti tektonického styku vulkanitov so sedimentmi kotlín vyvieralo niekoľko prameňov so zvýšenou teplotou. Hydrogeologický charakter zlomovej línie bol overený vrtnými prácami a boli dosiahnuté tieto výsledky:

V blízkosti Pukanca v oblasti osady Majere na vulkanické horniny nasadajú sedimenty neogénu pozostávajúce prevažne z ílov. V ich podloží sa nachádzajú pyroxenicko-amfibolické andezity a ich pyroklastiká. Sú značne tektonicky porušené a ich vrchná časť je zvetraná. Na styku sedimentov s vulkanickým komplexom vystupuje prameň Teplá voda s výdatnosťou 2,0—3,0 l/s a teplotou vody 19 °C. Vrtný prieskum, zameraný v tejto oblasti na uhlie (M. Harman — E. Brestenská 1956), ukázal, že hrúbka sedimentov sa postupne smerom do kotliny zväčšuje a na styku s vulkanitmi je 20—70 m. Vrtmi bola konštatovaná prítomnosť tlakových podzemných vôd akumulovaná v rozpukaných skalných horninách. Vrt HŠ-2 bol situovaný tak, aby zachytil predpokladanú zlomovú líniu na styku sedimentov neogénu s vulkanitmi. Do hĺbky 45,0 m vrt prevŕtal nepriepustné sedimenty neogénu a prenikol do rozpukaných vulkanických hornín, z ktorých podzemná voda vytekala nad úroveň terénu a výdatnosť sa postupne zvyšovala. V hĺbke 55 m mal vrt výdatnosť 4,5 l/s, v hĺbke 73,0 m 8,0 l/s a v hĺbke 100 m 10,0 l/s. Pri čerpacej skúške bolo z vrtu odčerpávané pri zníženej hladine vody 55 metrov pod terén 12,5 l/s. Teplota podzemnej vody je 19 °C. Asi 300 metrov od vrtu HŠ-2 bol situovaný vrt

HŠ-3, ktorý mal preskúmať intenzitu rozpukania vulkanického komplexu. Po prevŕtaní sedimentov neogénu, ktoré boli nepriepustné, vytekala z vrtu z rozpukaných andezitov v hĺbke 51,0 m voda o výdatnosti 1,0 l/s. V hĺbke 85,0 m sa prietok zvýšil na 2,0 l/s. V hĺbke 100,0 m, kde bol vrt ukončený, z vrtu pretekalo 2,5 l/s. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť 12,5 l/s pri znížení hladiny vody 27,0 m pod úroveň terénu. Teplota vody bola 17 °C. Podzemná voda, ktorá vystupuje zlomovou líniou zo skalného komplexu, má teplotu 19,0 °C. Ďalej sa však pretláča cez rozpukané vulkanické horniny v podloží nepriepustných sedimentov neogénu v malej hĺbke, a preto jej teplota klesá.

V blízkosti obce Rybník zo styku sedimentov neogénu s vulkanitmi vyvieral z pyroxenických andezitov prameň o výdatnosti 4,0—5,0 l/s a teplote vody 17,5 °C. Podzemná voda vystupovala zo zlomovej línie. Pre jej overenie bol tu situovaný hydrogeologický vrt HŠ-4. Vrt zachytil otvorenú, priepustnú a dobre zvodnenú puklinu v hĺbke 20,0 m, z ktorej začalo pretekať 20,0 l/s vody. V hĺbke 50,0 m bolo prevŕtané výrazné zlomové pásmo vyplnené kremeňom s póroznou štruktúrou. Po jej prevŕtaní sa prietok podzemnej vody zvýšil na 50,0 l/s. Prietok sa nezmenil až do hĺbky 106 m, do ktorej bol vrt vyhĺbený. Teplota podzemnej vody je 19 °C. V priebehu krátkodobej čerpacej skúšky vrt dával 70,0 l/s, pri znížení hladiny podzemnej vody 5,5 m pod úroveň terénu. Časom výdatnosť vrtu poklesla.

Ďalší vrt, situovaný do okrajovej zlomovej línie v blízkosti obce Čajkov, je vzdialený od vrtu HŠ-4 asi 2,5 km. Vrt HŠ-6 do hĺbky 65,5 m zachytil nepriepustné tufitické súvrstvia. V ich podloží sa nachádza silno porušený pyroxenický andezit. Z neho nastal výron podzemnej vody o výdatnosti 30,0 l/s. Hĺbka vrtu je 110 m. Teplota podzemnej vody je 18 °C. Počas krátkodobej čerpacej skúšky vrt mal výdatnosť 50,0 l/s vody pri znížení hladiny 6,3 m pod úroveň terénu. Vrtné práce potvrdili naše predpoklady o zvodnení zlomových línií. Výskumnými prácami bolo zistené, že i v tejto oblasti, ktorá bola považovaná za veľmi chudobnú na podzemné vody, sa nachádza priaznivá, intenzívne zvodnená zlomová štruktúra s vodohospodársky významnými zdrojmi podzemnej vody.

Sedimentárna výplň kotliny vzhľadom na svoj litologický vývoj vytvára bariéru pre podzemné vody prenikajúce z vulkanického komplexu. Na tektonickom styku je prúd podzemných vôd prehradený a usmernený v smere priepustnej zlomovej línie. Časť podzemných vôd vystupuje v podobe prameňov z okrajovej zlomovej línie. Jej prenikanie na povrch je sťažené tým, že vrchná časť vulkanického komplexu a tiež i zlomovej línie je viac-menej vyplnená málo priepustnými sedimentami, ktoré vznikli zvetrávaním vulkanického komplexu alebo boli utesnené sedimentmi neogénu. Preto výdatnosť vrtov pri zachytení zlomovej línie v hlbších častiach skalného komplexu pod 30 m v prípade jej otvorenia je značná. Časť podzemných vôd sa skryte pretláča do kotliny cez prúdy vulkanických hornín, ako to bolo zistené i v oblasti Pukanca, alebo sa pretláča do priepustnejších sedimentov neogénu i kvartéru, ako to možno predpokladať v oblasti Rybníka.

Z hľadiska intenzity zvodnenia sú najpriaznivejšie tie oblasti, v ktorých sa križujú zlomové línie. Preto i zlomy tejto oblasti kolmo orientované na okrajovú zlomovú líniu vytvárajú priepustnejšie cesty pre privádzanie podzemných vôd z vulkanického komplexu a v týchto miestach i najľahšie prenikajú na povrch v podobe prameňov. Podobná je i štruktúra overená vrtmi HŠ-4

a HŠ-6. Výdatnosť vrtu HŠ-4 po jeho vyvŕtaní intenzívne poklesla. Dokumentujú to tieto údaje:

v júni 1967 bol prietok vody z vrtu 42,7 l/s
v júni 1968 bol prietok vody z vrtu 21,9 l/s
v júni 1969 bol prietok vody z vrtu 14,5 l/s,

pričom sa výdatnosť neustálila.

Vrt HŠ-6 Čajkov mal po ukončení vŕtania výdatnosť 30,0 l/s, artézsky prietok bol v úrovni terénu:

9. XII. 1968 mal výdatnosť 25,0 l/s
8. I. 1969 mal výdatnosť 26,0 l/s
21. II. 1969 mal výdatnosť 27,3 l/s
10. IV. 1969 mal výdatnosť 26,4 l/s

U vrtu HŠ-6 výdatnosť po ukončení prác výraznejšie nepoklesla. Sedimentárna výplň kotliny je v oblasti Čajkova nepriepustná, preto podzemné vody prestupujúce z vulkanického komplexu prúdia pozdĺž zlomovej línie zložitými puklinovými systémami k vrtu HŠ-4. Pred odvŕtaním vrtov prúd podzemnej vody pokračoval ďalej a pravdepodobne napájal priepustné kvartérne sedimenty Hrona. Hydrogeologické vrty potvrdili, že v tejto oblasti sú priaznivo zvodnené štrkopiesčité horniny. Dokumentujú to uvedené hodnoty (V. Bátory 1964):

označenie vrtu	hĺbka vrtu v m	výdatnosť v l/s	zníženie v m
HG-4	26,0	10,3	3,6
HG-5	17,5	7,1	3,6
HG-6	17,5	20,0	3,6

Chemizmus podzemnej vody prameňa vystupujúceho zo zlomovej línie a z vrtov HG-4, HG-5 a HG-6 je podobný a odlišuje sa od vôd z alúvia rieky Hrona. Po ukončení vrtu HŠ-6 Čajkov a uvoľnení kratšej cesty podzemnej vody sa jej prestup k vrtu HŠ-4 zoslabil, čím možno vysvetliť intenzívne poklesávanie jeho výdatnosti. Možno predpokladať, že sa znížila dotácia vody do kvartérnych sedimentov.

Na výsledky výskumu zlomovej línie nadviazal ďalší hydrogeologický prieskum štruktúry (Z. Hlavatý 1969) ďalšími štyrmi hydrogeologickými vrtmi. Vrt HV-IV, situovaný v blízkosti obce Pukanec do hĺbky 119,0 m, zachytil nepriepustné sedimenty a bol negatívny. Vrt HV-III Devičany, hlboký 79,0 m, do hĺbky 51,0 m zasahuje tufitické íly a pieskovce. V ich podloží sa nachádzajú rozpukané priepustné, miestami i porózne efuzívne horniny. Najintenzívnejšie zvodnenie bolo zachytené v hĺbke 73,0 m v pyroxenickom andezite, kde mal vrt prietok podzemnej vody o výdatnosti 18—20,0 l/s. Jeho výdatnosť intenzívne poklesávala a pred začatím čerpacej skúšky mal výdatnosť už iba 6,2 l/s. Počas čerpacej skúšky bolo z vrtu odčerpávané 16,6 l/s pri znížení hladiny vody 5,9 m pod úroveň terénu a za 45 dní poklesla na 12,5 l/s, výdatnosť sa však neustálila. Stúpacia skúška zistila, že ani po jednom mesiaci sa hladina podzemnej vody neustálila a vystúpila iba do výšky 0,70 m pod úroveň terénu.

Chemizmus podzemných vôd vystupujúcich zo zlomovej línie oddeľujúcej vulkanity Štiavnického pohoria od čajkovsko-pukanskej depresie

Tab. 4

Názov vrtu prameňa	Dátum odberu	Teplota vody vzduchu v °C	pH	Celková mineralizácia v mg/l	Iónové zloženie mg/l mval/l mval %									
					Li^+	Na^+	K^+	Ca^+	Mg^+	Fe^{+2}	Mn^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3
Rybník prameň Teplica	10. 4. 67	17,5 22,6	6,5	516,6	st.	18,2 0,792 5,79	3,8 0,097 0,71	67,15 3,35 24,5	31,5 2,59 18,95	neg.	neg.	6,75 0,19 1,37	13,6 0,28 2,03	389,65 6,38 45,91
Rybník vrt HŠ-4	10. 4. 67	19,5 22,8	6,5	577,3	st.	22,0 0,95 6,54	4,9 0,125 0,85	65,7 3,28 22,42	35,5 2,92 19,95	0,31 0,01 0,07	neg.	5,5 0,15 1,01	9,45 0,197 1,32	433,65 7,10 47,67
Čajkov HŠ-6	10. 4. 67	18 6	6,7	672,0	st.	27,70 1,20 6,95	6,00 0,15 0,88	71,14 3,55 20,46	45,80 3,79 21,03	neg. neg.	neg. neg.	6,70 0,18 1,09	15,64 0,32 1,27	498,96 8,17 47,03
Pukanec Majere prameň Teplica	16. 3. 67	18,8 12	6,9	206,8	st.	11,6 0,50 12,53	3,2 0,08 2,04	27,05 1,35 33,57	9,1 0,9 1,85	neg.	neg.	4,25 0,12 2,26	0,25 0,004 0,07	144,5 2,36 44,60
Pukanec Majere vrt HŠ-2	20. 11. 69	19,00 5,9	6,9	215,07	st.	9,50 0,41 8,66	3,30 0,084 1,76	29,76 1,48 31,13	4,82 0,39 8,30	0,09 0,03 0,06	neg.	4,04 0,11 2,33	6,98 0,137 2,81	132,78 2,176 44,55
Pukanec Majere vrt HŠ-3	20. 11. 69	16,3 6,1	6,8	185,89	st.	7,90 0,344 7,32	2,80 0,072 1,53	28,78 1,43 30,54	6,02 0,495 10,93	neg.	neg.	4,04 0,114 2,40	6,58 0,137 2,88	129,61 2,12 44,68
Pukanec Majere vrt PB-6	20. 11. 69	19,3 5,5	7,3	231,27	st.	15,20 0,661 12,64	0,60 0,015 0,20	36,71 1,83 35,04	1,20 0,099 1,89	0,09 0,003 0,06	neg.	3,23 0,091 1,69	5,35 0,11 2,06	151,70 2,486 46,05

Analyzoval: S. Gazda

Vrt HV-II Gondovo hlboký 73,0 m zachytil najviac zvodnené úseky v hĺbke 35,0 m, hlavne v rozmedzí 56,0—57,0 m (Z. Hlavatý 1969). Po ukončení mal vrt výdatnosť 13,6 l/s pri znížení podzemnej vody na 18,07 m pod úroveň terénu. Ustálená hladina pred čerpacou skúškou bola v 1,07 m, po jej ukončení sa ustálila v hĺbke 8,63 m pod úrovňou terénu. Vrt HV-I Čajkov hlboký 160,0 m preniká do hĺbky 95,8 m cez priepustné pyroklastické horniny. V ich podloží sa miestami nachádzajú pórovité a puklinovité pyroxenické andezity. Čerpacia skúška zachytila iba vrchný horizont do hĺbky 100 m, ktorý mal výdatnosť 5,5 l/s pri znížení hladiny podzemnej vody do hĺbky 22,5 m pod úroveň terénu. Spodný zvodnený úsek vrtu indikovaný v hĺbke 133,0 m v rozpukaných andezitoch mal ustálenú hladinu v hĺbke 25,0 m pod úrovňou terénu a z technických dôvodov nebola na ňom urobená čerpacia skúška (Z. Hlavatý 1969).

Hydrogeologické zhodnotenie štruktúry

Vulkanický komplex Štiavnického pohoria je zložený z andezitov rôzneho petrografického typu a z ich pyroklastík, ktoré ležia na starších horninách vytvorených z ílovito-piesčitých hornín permského veku a formujú vyzdvihnutý rudniansky chrbát, vychádzajúci na povrch v hodrušsko-vyhnianskom ostrove. Vulkanický komplex má úklon do čajkovsko-pukanskej depresie, ktorá bola overená vrtom GK-6. Zistilo sa, že medzi výškou substrátu na hrasti a v depresii sú niekoľko 100-metrové rozdiely. Hrúbka vulkanického komplexu ležiaceho na rudnianskom chrbte je značne redukovaná a dosahuje priemerne 400—500 m, zatiaľ čo v oblasti kotliny má hrúbku až 1700 m (K. Karolus 1971). Tektonický styk rudnianskeho chrbta s čajkovsko-pukanskou depresiou vytvára priaznivú hydrogeologickú štruktúru. Podzemné vody infiltrované vo vulkanickom komplexe sú priaznivou geologicko-tektonickou stavbou usmerňované do čajkovsko-pukanskej depresie, kde sa výraznou zlomovou líniou pretláčajú na povrch. Táto zlomová línia hrá významnú úlohu ako ich výstupná vetva i ako rozsiahly akumulačný priestor. Teplota podzemnej vody (18 °C—20 °C) nasvedčuje tomu, že voda vystupuje z hĺbky 200—350 m a jej chemické zloženie a predovšetkým zvýšená mineralizácia poukazujú na jej čiastkové kontaminovanie podzemnými vodami, ktoré sú v styku s podložným ílovito-piesčitým súvrstvím permu. Z výsledkov vrtných prác vyplýva, že je to mimoriadne zložitá hydrogeologická štruktúra. Filtračné vlastnosti zlomovej línie i skalného masívu sú značne premenlivé. Z hydrogeologického hľadiska sú najpriaznivejšie štruktúry, kde sa križujú zlomové línie sv.-jz. smeru s okrajovou zlomovou líniou, ktoré sú najpriepustnejšie a pri vrtných prácach boli v nich zachytené výdatné zdroje podzemných vôd, napr. vrt HŠ-6. Málo priepustné až nepriepustné sedimenty kotliny sú neogénneho veku a vytvárajú bariéru pre prestup podzemných vôd. Vrchná časť vulkanického komplexu je intenzívnejšie zvetraná a pukliny sú vyplnené produktmi zvetrávania, ktoré čiastočne blokujú výstup podzemných vôd na povrch. V prevažnej časti štruktúry sú vo vrchnej časti málo priepustné pyroklastické horniny, v ich podloží zasa priepustnejšie, lepšie zvodnené rozpukané andezity. Preto pri navŕtaní rozpukaných zón v hĺbke 50,0—100 m, kde je intenzita zvetrávania menšia, sú pukliny menej utesnené produktmi zvetrávania a ich otvorením sa uvoľňujú i nahromadené statické zásoby podzemných vôd.

Výsledky výskumu zlomovej línie oddeľujúcej pohorie Pohronský Inovec od Zlatomoravskej kotliny

Zlatomoravská kotlina tvorí sv. okrajovú časť Podunajskej nížiny, ktorá vznikla ako sedimentačný priestor na rozhraní sarmatu a panónu a počas pliocénu (J. Seneš 1960).

Neogénne sedimenty v oblasti Zlatých Moraviec patria do vrchného miocénu a pliocénu. Pri okraji panvy prevládajú detritické sedimenty, pelity sa vyskytujú menej. Vo vzdialenejších častiach panvy pribúdajú pelitické polohy. (Z. Priechodská 1967) .V sarmate prevládajú pelitické sedimenty vo fácií ílov a slieňov. Horniny sarmatu prechádzajú bez zmeny litologického charakteru do panónu. Pliocénne sedimenty zodpovedajú panónu a pontu. Súvrstvie panónu je vytvorené z ílov, smerom do nadložia prechádza do uhľových ílov. Pestrá séria pontu je transgresívna a je vytvorená z ílov, ktoré sa striedajú s polohami pieskov a štrkov; valúny vulkanických hornín sa v nich vyskytujú

Hydrogeologické vrty robené v okolí Zlatých Moraviec Tab. 5

Obec:	Označ. vrtu	Hĺbka vrtu	Ustálená hl. vody p. t. v m	Max. dokum. výdat. v l/s pri zníž. od ust. hlad. v m	Zníž. hlad. vody v m pod ter. pri max. Q
I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Čereňany	SH-1	31,2	7,0	2/12	19
Obyce	S-1	42,5	9,0	1,3/9	18
Zlaté Moravce	PTŠ	72,0		6—7/11,3	
Zlaté Moravce	JRD	87,0	14,2	1,7/13,2	27,4
Zlaté Moravce	S-1	10,0	1,8	2,1/3,0	4,8
Zlaté Moravce Čierna dolina		51,0	0,5	10,0/7,5	8,0
Zlaté Moravce		90,0	+ 40,0 cm	5,0/13,9	13,4
Zlaté Moravce — STS	ZM-1	15,2	4,2	3,1/3,0	7,2
Zlaté Moravce — Sídlisko		12,0	2,8	1,4/4,0	7,5
Hostie		51,3	5,1	0,2/19,9	25,5
Volkovce	V-1	40,0	0,0	2,8/4,6	4,6
Zlaté Moravce	RH-1	30,0		0,8/4,6	
Žitavany	S-1	18,5		3,0 artézsky preliv	
Žitavany	RH-6	29,5	1,6	0,7/6,0	
Žitavany	RH-7	33,0	6,89	negatívny	
Žitavany	RH-8	88,5	+ 9,0	1,3 preliv po odvŕtaní 12 l/s	
Zlaté Moravce	RH-9	53,2		2,5 preliv po odvŕtaní 6,4 l/s	
Zlaté Moravce	RH-10	74,0		6,0 preliv	
Zlaté Moravce hospod. škola		72,0		1,6 preliv	
Zlaté Moravce	RH-11	42,5		0,5	
Zlaté Moravce	RH-12	81,0	negatívny		
Zlaté Moravce	RH-13	65,0	negatívny		
Zlaté Moravce	RH-14	76,0		1,1 preliv	
Zlaté Moravce	RH-15	75,0	negatívny		

zriedkavo. Prevládajú valúny o veľkosti od 0,5—5,0 cm a piesky rôzneho zloženia. Smerom do panvy štrky a piesky pozvoľna prechádzajú do pestrých ílovitých vrstiev s ojedinelými polohami štrkov a pieskov. Územie je postihnuté intenzívnou tektonikou, ktorá pestrú litologickú stavbu ešte viac komplikuje. Hydrogeologickým pomerom v oblasti sedimentárneho neogénu bola venovaná značná pozornosť už v minulosti (T. Kubáň 1961), ale zdroje boli objavené iba ojedinele.

Horniny vulkanického pôvodu tvoria morfologicky vyzdvihnuté pohorie Pohronský Inovec, ktorého nadmorská výška dosahuje 900 m n.m. Vytvorené sú z andezitov a ich pyroklastík. Územie vulkanického komplexu je na pramene chudobné. Pramene s výdatnosťou nad 0,5 l/s sú vzácne, sú obyčajne puklinovo-vrstevného typu a vyvierajú na styku prúdov andezitu s menej priepustnými sedimentmi. Hydrogeologické vrtné práce vo vulkanickom komplexe neboli v minulosti robené. Oblasť Pohronského Inovca je tektonicky oddelená od Zlatomoravskej kotliny a bola označená za perspektívnu z hľadiska možnosti získania nových zdrojov podzemných vôd, vzhľadom na nové poznatky o zvodnení poruchových zón a oblasti bola venovaná zvýšená pozornosť. Na overenie týchto predpokladov tu boli situované dva hydrogeologické vrty: vrt HŠ-8 a HŠ-10. Vrt HŠ-8, hlboký 127,0 m, zasahoval do hĺbky 62,0 m v horninách sedimentárneho neogénu. V hĺbke 35,1—42,0 m zachytil priaznivo zvodnené štrkopiesky. Vulkanické horniny v ich podloží boli málo rozpukané. Vrt HŠ-10, hlboký 100 m, zachytil do hĺbky 46,3 m sedimenty neogénu, zložené z priepustných pieskov rôzneho granulometrického zloženia. Pod sedimentmi neogénu zachytil vulkanické horniny, vytvorené z pyroxenických andezitov a aglomeratických tufov silno tektonicky porušených.

Vrt HŠ-8: Ustálená hladina vody pred čerpacou skúškou bola 11,5 m. Dlhodobou čerpacou skúškou boli overené tieto výsledky:

zníženie v m od ustálenej hladiny vody	výdatnosť v l/s
3,0	10
6,0	18
9,0	26
11,5	28

Teplota podzemnej vody 13 °C. Počas čerpacej skúšky nebol zaznamenaný žiaden pokles výdatnosti zdroja.

Vrt HŠ-10: Ustálená hladina vody pred čerpacou skúškou bola 19,0 m. Bola urobená informačná 14 denná skúška vrtu a boli dosiahnuté tieto výsledky:

zníženie v m od ustálenej hladiny vody	výdatnosť v l/s
3,0	15,0
4,5	23,3
6,0	28,5
6,5	30,3

Počas čerpacej skúšky vrtu HŠ-10 bola čiastočne ovplyvnená hladina vrtu HŠ-8, kde sa znížila hladina vody o 17 cm a u vrtu HNV-1 o 47 cm.

Uvedenými vrtnými prácami bola indikovaná na tektonickom styku Pohronského Inovca so Zlatomoravskou kotlinou veľmi priaznivá hydrogeologická štruktúra, ktorej ďalší priebeh a využiteľnú výdatnosť podzemnej vody treba určiť po skončení prieskumných prác. Vrtné práce dokázali pravdivosť našich predpokladov (L. Škvarka 1968) a zistili, že podzemné vody prenikajú z pohoria Pohronský Inovec do Zlatomoravskej kotliny a možno ich zachytiť na styku týchto dvoch celkov, pričom možno zachytiť vody prestupujúce z pohoria i vody akumulované v priepustných sedimentoch neogénu. Vzhľadom na to, že horniny sedimentárneho neogénu na styku s pohorím sú vyvinuté v značnej miere vo fácií pieskov a miestami i štrkov, ktoré sa ponárajú do neogénnej výplne panvy, bol odporúčaný ďalší prieskum štruktúry, ktorého cieľom bolo vymedziť priaznivú štruktúru a zistiť využiteľné zásoby podzemných vôd.

Štruktúra bola preskúmaná ďalšími hydrogeologickými vrtmi (R. Fatúl 1971, 1972).

Vrt HZM-1 situovaný v blízkosti osady Čierna Dolina, hlboký 42,5 m, do hĺbky 32 m zachytil málo priepustné až nepriepustné sedimenty. V ich podloží leží až do hĺbky 39,4 m hrubozrnný piesok a dobre zvodnené piesčité štrky. V ich podloží sú rozpukané andezity. V priebehu čerpacej skúšky mal vrt výdatnosť 18,0 l/s pri znížení hladiny vody 8,0 m pod úroveň terénu.

Na úpätí pohoria Inovec, cca 1 km jv. od osady Čierna Dolina, bol vyhĺbený vrt HZM-5 hlboký 58,0 m. Do hĺbky 26,0 m zachytil nepriepustné sedimenty. V ich podloží boli zachytené piesky a štrky, ktoré ležia na rozpukaných andezitoch. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť 25,0 l/s pri znížení hladiny 20,5 m pod úroveň terénu.

Smerom do kotliny, asi 600 m jz. od vrtu HZM-1 bol situovaný vrt HZM-2, hlboký 101,0 m. Bol posunutý smerom do Zlatomoravskej kotliny, a preto nezachytil vulkanické horniny, ktoré zaklesávajú do väčšej hĺbky. V sedimentoch neogénu zachytil štyri priepustné horizonty vytvorené z pieskov a štrkov, ktoré sú navzájom oddelené polohami ílov. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť 28,0 l/s vody pri znížení hladiny 8,0 m pod úroveň terénu.

Vrt HZM-6 situovaný medzi obcami Prílepy, Tekovské a Čierne Klačany bol hlboký 109,0 m a prevŕtal päť zvodnených horizontov vytvorených z pieskov a drobnozrnného štrku, ktoré boli oddelené polohami ílov. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť 27,7 l/s pri znížení 15,0 m pod úroveň terénu.

Vrt HZM-7 bol situovaný južne od obce Čierne Klačany. Je hlboký 106,0 m

Chemické zloženie podzemných vôd zo zlomovej línie a jej okolia v oblasti Zlatých Moraviec

Tab. 6

Názov vrtu prameňa	Dátum odberu	Teplota vody vzduchu v °C	pH	Celková mineralizácia v mg/l	Iónové zloženie mg/l mval/l mval %									
					Li^+	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Fe^{+2}	Mn^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-
RH-8 Zlaté Moravce	13. 9. 68	12,3 14,2	6,9	331,78	0,05 0,077 0,008	10,99 0,576 5,70	2,20 0,096 0,68	52,10 2,60 31,17	12,16 1,00 11,99	0,91 0,032 0,38	st.	5,81 0,164 1,91	16,46 0,343 3,99	231,14 3,788 44,10
HŠ-8 Žitavany	4. 9. 69	12,0	6,7	345,01	0,05 0,007 0,07	11,40 0,496 5,95	3,40 3,087 1,04	54,83 2,736 32,729	10,29 0,846 10,14	st.	st.	6,70 0,183 2,21	9,46 0,197 2,30	236,51 3,876 45,28
HŠ-10 Zlaté Moravce	25. 8. 69	13,6 20,0	—	330,29	0,05 0,007 0,07	11,70 0,50 6,18	2,20 0,096 0,69	49,86 2,488 30,74	12,10 0,995 12,30	st.	neg.	8,05 0,227 2,73	11,52 0,24 2,89	205,45 3,367 40,57
S-1 Žitavany	24. 11. 69	11,2 9,9	6,8	355,23	0,03 0,004 0,05	8,4 0,365 4,16	2,20 0,056 0,64	52,68 2,624 29,91	16,26 1,337 15,24	st.	neg.	8,26 0,233 2,61	16,05 0,344 3,75	230,72 3,781 42,42
Poľnoh. škola art. vrt	24. 11. 69	13,0 9,0	6,7	405,89	0,03 0,004 0,04	8,40 0,365 3,62	1,60 0,041 0,41	60,62 3,02 29,24	18,64 1,535 15,22	2,03 0,073 0,72	0,14 0,005 0,05	5,75 0,162 1,59	7,28 0,152 1,49	190,82 4,766 46,86
HVM-2 Zlaté Moravce	21. 11. 69	12,9 7,7	6,8	353,21	0,03 0,004 0,05	10,80 0,47 5,39	2,80 0,072 0,83	45,63 2,277 26,12	18,67 1,535 17,61	st.	st.	7,44 0,21 2,36	9,88 0,206 2,31	243,41 3,989 44,74
VZ-1 Čaradice	24. 11. 69	11,8 8,8	6,7	367,83	0,03 0,004 0,04	11,70 0,509 5,66	2,80 0,072 0,80	37,70 1,881 20,92	24,68 2,030 22,58	st.	st.	5,75 0,162 1,77	9,46 0,197 2,16	256,04 4,196 45,91

Analyzoval: S. Gazda.

a zachytil tri zvodnené piesčité horizonty oddelené ílmi. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť 30 l/s pri znížení 9,1 m pod úroveň terénu.

Severne od obce Žitavy bol situovaný vrt HZM-4, hlboký 80,0 m, ktorý zachytil štyri zvodnené horizonty s rádovo nižším zvodnením ako u predchádzajúcich vrtov.

Bola urobená spoločná dlhodobá čerpacia skúška všetkých vrtov a pre trvalé využívanie boli odporučené tieto odbery podzemných vôd z jednotlivých vrtov (R. Fatúl 1971).

vrt	odporučené odberané množstvo
HZM- 1	5,0 l/s
HZM- 2	16,0 „
HZM- 4	3,0 „
HZM- 5	7,0 „
HZM- 6	16,0 „
HZM- 7	20,0 „
HŠ - 8	15,0 „
HŠ -10	22,0 „

Celkové odporučené odberané množstvo vody zo štruktúry je 104,0 l/s.

Hydrogeologické zhodnotenie štruktúry

V oblasti sv. od Zlatých Moraviec v pohorí Pohronský Inovec je podložie vulkanického komplexu vysoko vyzdvihnuté a v oblasti Čaradíc vychádza na povrch. Tvorí tu tektonicky vysoko vyzdvihnutú hrasť, tzv. obyckú rázsochu, ktorá je pokračovaním pohoria Tríbeč pod neovulkanitmi. Možno ho sledovať až do oblasti Hronského Beňadika a je vytvorené z permských hornín. Mocnosť vulkanického komplexu je malá, dosahuje 100 až 300—500 m. Obycká rázsocha je na JV oddelená výrazným tektonickým pásmom od Zlatomoravskej kotliny, kde podľa výsledkov seizmiky a gravimetrie podložie leží v hĺbke až 2000—4000 m. Podzemné vody, infiltrované v južnej časti pohoria, prenikajú j. smerom v smere úklonu skalného masívu a výraznou tektonickou líniou, ktorá oddeľuje obyckú rázsochu od Zlatomoravskej kotliny, sú vyvádzané na povrch a skryto prenikajú do priepustných sedimentov Zlatomoravskej kotliny. Nasvedčuje tomu i zvýšená teplota podzemnej vody, ktorá bola zachytená vrtmi v bezprostrednej blízkosti vulkanického komplexu. V oblasti medzi Zlatými Moravcami a osadou Olichov leží tektonicky zaklesnutá kryha, v ktorej sa ílovité horniny striedajú spolohami dobre zvodnených pieskov a štrkopieskov. Smerom do vnútra kotliny sa materiál postupne zjemňuje, štrky a hrubozrnné piesky sú vystriedané jemnejšími frakciami. Napríklad vo vrte HŠ-8 dosahovali valúny kremeňa veľkosť až 6—8 cm, ojedinele i viac, zatiaľ čo vo vrte HZM-7, situovanom j. od styku s pohorím len veľkosť 1 cm a j. smerom bola jemnejšia piesčitá frakcia. Podzemné vody prestupujú z Pohron-

ského Inovca cez sedimenty neogénu, čo spôsobuje i zvyšovanie celkovej mineralizácie. V prípade intenzívneho odberu podzemných vôd zo štruktúry možno očakávať vzájomné ovplyvňovanie vrtov. U jemnozrnnejších sedimentov možno predpokladať komplikácie pri hĺbení vrtov a ich využívaní. V jemnejších sedimentoch častejšie nachádzame železité a mangánové konkrécie, ktoré môžu nepriaznivo ovplyvňovať kvalitu podzemných vôd.

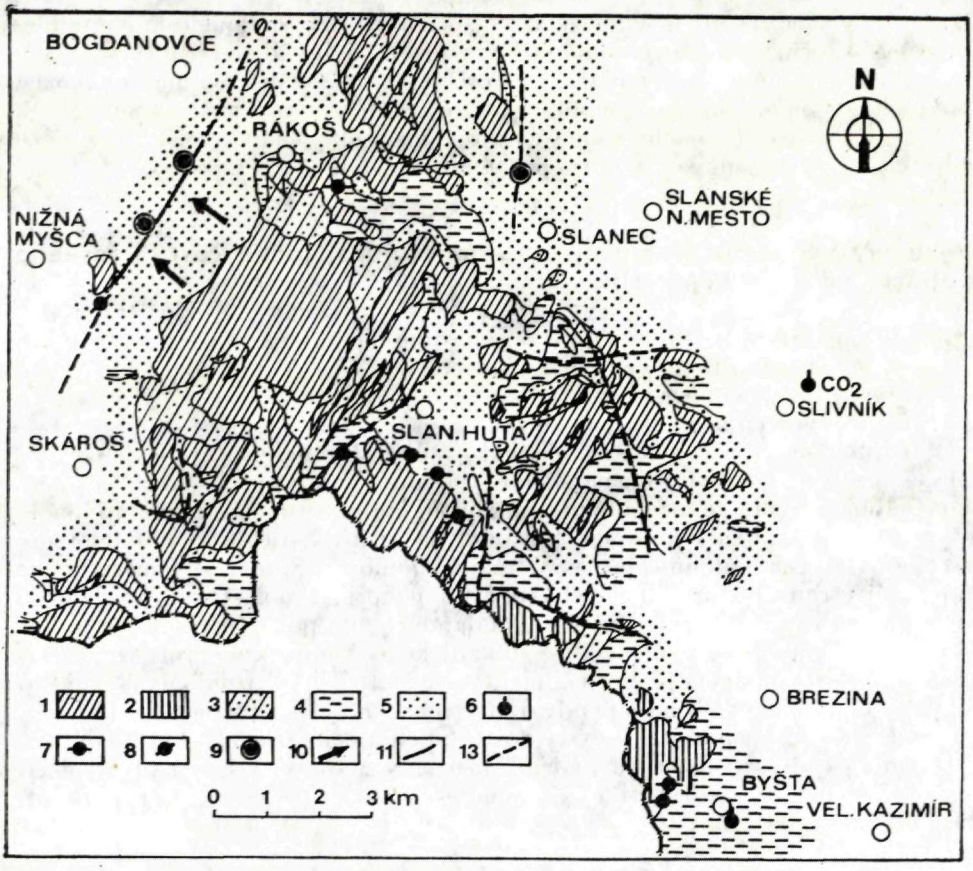
Výsledky výskumu zlomovej línie oddeľujúcej južnú časť Slanského pohoria od Košickej kotliny

Pri formovaní Slanského pohoria sa uplatnilo niekoľko zlomových systémov:

1. severozápadno-juhovýchodného smeru
2. severo-južného smeru
3. severovýchodno-juhozápadného smeru.

Vulkanizmus v tejto oblasti prebiehal pozdĺž tektonických línií sj. smeru za súčasnej aktivity zlomov karpatského systému. Z doterajších poznatkov môžeme konštatovať, že územie neovulkanitov je prestúpené zlomami, podľa ktorých sa vulkanický komplex rozlámal na kryhy a tie sa posunuli predovšetkým vo vertikálnom smere. Výrazný zlomový systém sj. smeru je na západnej strane pohoria. Prebieha úpätím pohoria z oblasti jv. od Skároša smerom na Nižnú a Vyšnú Myšľu k Bohdanovciam a pokračuje ďalej na sever. Na ňom možno pozorovať pokles vulkanického komplexu oproti centrálnej časti pohoria; prekrývajú ho sedimenty sarmatu. Pri Nižnej Myšli z neho vyvierajú pramene podzemnej vody o výdatnosti 7—10 l/s a teplote vody 18 °C, pri Bohdanovciach prameň o výdatnosti 2,0 l/s a teplote vody 11 °C. Vývery podzemnej vody z neho sa nachádzajú i južne v Maďarsku, kde v obci Kékéd vyviera prameň o výdatnosti 9 l/s a teplote vody 17—20 °C, v obci Füzerkomlos s teplotou vody 15 °C, Gönc s teplotou vody 19,5 °C a Korlát s teplotou vody 15,5 °C (V. Böhm 1966).

Zvýšená teplota vody dokazuje, že voda obieha hlboko vo vulkanickom masíve a otepľuje sa zemským teplom. Voda sa pri rýchlom výstupe na povrch neochladzuje, ale má vyššiu teplotu i v zimnom období, ako je priemerná ročná teplota vzduchu. Centrálne pozorujeme úklon vulkanických hornín smerom do Košickej kotliny. V oblasti južne od Slanského sedla, vo v. časti pohoria, je mocnosť vulkanických hornín malá, alebo sedimenty neogénu vychádzajú na povrch, ako je to v oblasti jazera Izra pri Slanskej Huti a inde. Na styku so sedimentmi neogénu nachádzame puklinovo-vrstevnaté pramene s veľkým rozpätím výdatností. Ich minimálna výdatnosť iba zriedkavo presahuje 0,5 l/s. Na západnej strane vulkanický komplex hraničí so sedimentmi Košickej kotliny. Neogénne sedimenty sú zložené prevažne z ílov a slieňov. Mocnejšie detritické polohy nachádzame v spodnom sarmate a v pliocéne (R. Rudinec 1966). Štrkopiesčité obzory o mocnosti 4—10,0 m sa nachádzajú v oblasti Čaňa — Šebastovce — Nižná Hutka v hĺbke 100—200,0 m. Prietok artézskej vody v nich bol zaznamenaný hlavne z vrtov Ča-1 až Ča-8. Uvedené poznatky nasvedčujú tomu, že časť podzemných vôd z vulkanického komplexu vystupuje na tektonickom styku vulkanitov so sedimentmi v prameňoch a časť napája priepustné zvodnené horizonty Košickej kotliny. Na overenie tohto predpokladu boli vyvŕtané dva hydrogeologické vrty.



Obr. 4. Hydrogeologická mapa južnej časti Slanského pohoria. Zostavil L. Škvarka podľa mapových podkladov J. Forgáča 1965.
1 — pyroxenický andezit s puklinovou priepustnosťou; 2 — ryolity s puklinovou priepustnosťou; 3 — pyroklastické horniny s puklinovo-pórovou priepustnosťou; 4 — horniny sedimentárneho neogénu, slabo priepustné až nepriepustné; 5 — kvartérne uloženiny slabo priepustné; 6 — pramene minerálnej vody; 7 — pramene puklinovo-vrstevné; 8 — pramene zo zlomových línií; 9 — hydrogeologické vrty; 10 — smer prúdenia podzemnej vody; 11 — zlomové línie otvorené; 12 — zlomové línie predpokladané

Vrt HŠ-19 je situovaný medzi obcami Bohdanovce a Vyšná Myšľa. Hlboký je 115,0 m a zachytil do hĺbky 17,0 m íly, od 17,0—38 m svetlosivé tufity, ktoré ležali na íloch. V hĺbke 42,0 m boli zachytené pemzové zvodnené tufy, ktoré sa do hĺbky 73,0 m striedali s ílmi. Hlavný zvodnený horizont tvoria tektonicky rozpukané andezity a andezitové brekcie od hĺbky 73,0 m do 115,0 m a neboli prevŕtané. Po ukončení vrtby mal vrt artézsky prietok 5,0 l/s. Čerpacia skúška dokumentovala prekvapivo vysoké zvodnenie zlomovej línie. Počas skúšok bolo možné pozorovať pomalé klesanie výdatnosti vrtu. Napr. pri odčerpávaní 50,0 l/s vody za 62 hodín poklesla hladina z 280 cm na 299 cm pod úroveň

Chemické zloženie podzemných vôd z oblasti tektonického styku Slanského pohoria s Košickou kotlinou

Tab. 7

Názov vrtu prameňa	Dátum odberu	Teplota vody vzduchu v °C	pH	Celková minerali-zácia v mg/l	Iónové zloženie mg/l mval/l mval %									
					Li^+	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Fe^{+2}	Mn^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-
HŠ-20 Vyšná Myšľa	26. 3. 73	13,0 19,0	7,7	299,90	0,04 0,006 0,09	10,00 0,435 6,57	3,50 0,090 1,36	35,87 1,79 27,02	11,55 0,95 14,35	0,71 0,025 0,38	0,06 0,002 0,03	3,90 0,11 1,68	17,70 0,369 5,64	170,25 2,79 42,65
HŠ-19 Vyšná Myšľa	4. 10. 72	11,7 7,0	6,8	448,63	0,07 0,01 0,10	9,00 0,391 3,73	3,70 0,095 0,91	63,33 3,21 30,65	17,63 1,45 13,85	1,87 0,067 0,64	0,13 0,005 0,05	6,03 0,17 1,65	7,40 0,154 1,50	294,12 4,82 44,80
prameň Koscelek Nižná Myšľa	4. 7. 72	18,1 18,0	6,9	332,21	0,05 0,007 0,10	15,60 0,679 9,67	6,50 0,166 2,36	37,27 1,86 26,48	9,73 0,80 11,39	— — —	— — —	3,55 0,10 4,40	18,93 0,394 5,53	185,50 3,04 42,65
prameň Egreš Bohda- novce	4. 7. 72	10,9 21,2	6,5	376,73	0,06 0,009 0,10	8,20 0,357 4,11	6,40 1,164 1,89	53,31 2,66 30,65	13,98 1,15 13,25	st. st. st.	— — —	5,32 0,15 1,71	14,40 0,30 3,43	233,10 3,82 43,61
prameň v údolí Olšavy Ďurďošík	23. 8. 72	11,0 14,6	6,6	568,55	0,13 0,019 0,13	10,50 0,457 3,16	4,30 0,11 0,76	90,38 4,51 31,20	25,66 2,11 14,59	0,09 0,006 0,02	0,17 0,003 0,04	8,15 0,23 1,60	8,25 0,172 1,20	412,50 6,76 47,17
pr. 250m n. jazer. Izra	4. 7. 72	7,4 12,7	5,7	155,66	0,02 0,003 0,10	6,70 0,291 9,31	2,30 0,059 1,89	18,40 0,90 28,78	3,65 0,30 9,60	0,28 0,01 0,32	— — —	2,84 0,08 2,44	20,58 0,433 13,21	65,90 1,08 32,95

Analyzovali: S. Gazda, K. Lopašovský

terénu. Pri čerpaní 100,0 l/s hladina postupne klesla za 18 hodín z 520 cm na 582 cm pod úroveň terénu a pri odčerpávaní 136 l/s hladina za 20 hodín klesla z 621 cm na 632 cm pod úroveň terénu. Pretože čerpacia skúška bola iba krátkodobá, pomery sa neustálili. Na čerpanie statických zásob poukazuje i stúpacia skúška urobená po skončení čerpacej skúšky. Hladina podzemnej vody za 9 hodín vystúpila z hĺbky 557 cm na 360 cm pod úroveň terénu, potom pozvoľna stúpala a z vrtu začala pretekať až po 78 dňoch po jarnom topení snehu, keď sa štruktúra intenzívne doplnila vodou.

Vrt HŠ-20 situovaný tak, aby sledoval južné pokračovanie zlomovej štruktúry, do hĺbky 42,0 m zachytil nepriepustné sedimenty neogénu. Od hĺbky 42,0 m do 75,8 m zachytil tektonicky porušené zvodnené andezity. Prietok podzemnej vody z andezitov mal výdatnosť 5,0 l/s, ktorá postupne klesla na 1,3 l/s. Od hĺbky 75,8 m do 100,0 m vrt prenikol sedimenty neogénu. Počas čerpacej skúšky za odčerpávania konštantnej výdatnosti 7,14 l/s za 6 dní poklesla hladina podzemnej vody z 2,4 m na 8,9 m pod úroveň terénu, pri odčerpávaní 15,6 l/s za 14 dní poklesla hladina podzemnej vody z 16,2 m na 20,96 m pod úroveň terénu a pomery sa neustálili.

Štruktúra zachytená vrtmi HŠ-19 a HŠ-20 predstavuje zložitú nádrž podzemnej vody akumulovanú v puklinových i póroznych horninách. Výskumnými prácami bola indikovaná v tejto oblasti priaznivá hydrogeologická štruktúra.

Ďalšie hydrogeologické vrty skúmali niektoré menej výrazné, tektonicky predisponované oblasti.

Vrt HŠ-12, hlboký 109,70 m bol situovaný do tzv. horského prelomu v oblasti Hronského Beňadika. Od hĺbky 9,0 m zachytil horniny pyroxenického andezitu, slabo tektonicky porušené. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť 2,4 l/s pri znížení hladiny vody 43,3 m p. t. Teplota vody je 15 °C.

Na overenie zlomovej línie, ktorá je pokračovaním čertovického zlomu pod neovulkanitmi a ohraničuje zo západnej strany Žiarsku kotlinu a rudniansky chrbát, bol situovaný vrt HŠ-11 Revištské Podzámčie, hlboký 95,0 m, ktorý zachytil od hĺbky 10,0 m silne rozpukané, tektonicky porušené andezity s polohou aglomerátov v hĺbke od 12,0—23,30 m. Informačnou čerpacou skúškou bola zdokumentovaná výdatnosť 31,6 l/s pri znížení hladiny vody 8,5 m p. t. a teplote vody 11,5 °C.

Vrt HŠ-14 Horná Ždáňa, hlboký 110 m, prevŕtal do hĺbky 40,0 m pyroklastické horniny a andezity. Informačnou čerpacou skúškou bola dokumentovaná výdatnosť 5,7 l/s pri znížení hladiny vody 16,0 m p. t. a teplote vody 13,5 °C.

Hydrogeologickými vrtmi boli overené najvýraznejšie zlomové línie v oblasti neovulkanitov Slovenska. Ich priepustnosť je značne premenlivá. Najpriaznivejšie zvodnené sú línie severojužného smeru. Vzhľadom na smer pôsobenia tlakových síl pri karpatskom orogéne boli namáhané ťahovými silami, a preto sú najčastejšie otvorené. Dôležitým faktorom je petrografické zloženie hornín a ich odolnosť voči zvetrávaniu. Zlomové línie sú podstatne priepustnejšie v krehkých prekremenených andezitoch ako v pyroklastických horninách, ktoré sa skôr zvetrávajú a vypĺňajú pukliny nepriepustným materiálom. Zvlášť priaznivé sú štruktúry, kde sa križujú zlomové línie v krehkých efuzívnych horninách. Tu pôsobia ako drény odvádzajúce podzemné vody zo skalného komplexu a majú najvhodnejšie filtračné vlastnosti. Vrtnými prácami bolo zistené, že zlomové línie sú úzke drvené zóny so sklonom 70—80°.

Tab. 8

Výsledky vrtných prác na vodu urobených do roku 1967

List mapy M 1 : 100 000	Počet odvŕtaných vrtov	Ich sumárna metráž	Dokumentovaná sumárna výdatnosť v l/s
Žiar n/Hronom M-34-122	11	882,4	10,8
Zvolen M-34-123	32	1094,7	44,89
Levice M-34-134	32	1729,5	60,5
Modrý Kameň M-34-135	36	1699,0	40,1
Spolu	111	5405,6	156,38

Výskumnými prácami boli overené tri rozdielne zlomové štruktúry:

a) zlomová línia vnútri vulkanického komplexu;
b) okrajová zlomová línia na styku vulkanitov s nepriepustnými sedimentmi neogénu;
c) okrajová zlomová línia na styku vulkanitov s priepustnými sedimentmi neogénu.

Vyhľadávanie zlomových línií vnútri vulkanického komplexu v prípade, že sa výraznejšie neprejavujú na povrchu prítokmi podzemných vôd, je veľmi komplikované. Podstatne jednoduchšie je vyhľadávanie okrajových zlomových zón, tam, kde boli overené dve rozdielne štruktúry, kde na tektonickom styku ležia vedľa seba vulkanické horniny a sedimenty. Pri styku vulkanického komplexu s málo priepustnými alebo nepriepustnými sedimentmi kotliny je vytvorená bariéra. Časť podzemných vôd sa pretláča do priepustnejších sedimentov kotliny a časť vystupuje v podobe prameňov z poruchovej zóny. Jej vrchná časť je obyčajne viac alebo menej vyplnená zvetralinami, ktoré výstup podzemných vôd sťažujú. Preto sa na tektonickom styku hromadia statické zásoby podzemných vôd. Po navŕtaní poruchovej zóny v hĺbke, kde zvetraliny už nezasahujú, alebo sú iba nepatrne zastúpené, sa uvoľňujú statické zásoby podzemných vôd. Preto je objavenie využiteľných zásob podzemných vôd týchto štruktúr komplikované a časovo náročné. Pri tektonickom styku vulkanického komplexu s priepustnými sedimentmi podzemnej vody z poruchovej zóny i z drobnej puklinovitosti bezprostredne prestupujú do sedimentov, kde sú akumulované a vytvára sa veľmi priaznivá hydrogeologická štruktúra. Na tektonickom styku sa prirodzené vývery nevyskytujú. Podzemná voda vystupujúca zlomovou líniou z hlbších častí skalného komplexu i zóny zvýšenej puklinovitosti prestupuje skryte do priepustných sedimentov neogénu, ktoré pôsobia ako vyrovnávacia nádrž a zvyšujú využiteľné zásoby podzemných vôd. Pri správnom zachytení týchto štruktúr vrtmi sa naskytá možnosť odoberať vody z vulkanického komplexu i z nádrže podzemných vôd v sedi-

Tab. 9

Výsledky čerpacích skúšok z výskumných vrtov

Lokalita	Názov vrtu	Hĺbka vrtu	Art. pretok po odvŕtaní v l/s	Výdatnosť overená čerpacou skúškou v l/s/m	Dĺžka čerp. skúšky v dňoch	Teplota vody v °C	Poznámky
I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Podzámčok	HŠ-1	215,0	70	150,0/3,4	1 mesiac	14	Ďalším prieskumom bolo na lokalite overené 3-mesačnou čerp. skúškou 222 l/s vody a zdroj je napojený na pohronský skupinový vodovod.
Pukanec— Majere	HŠ-2 HŠ-3	100,0 100,0	10 2,5	12,5/5,5 12,5/27,0	21 21	19 16	Ďalší prieskum nebol robený.
Rybník	HŠ-4	100,0	50,0	70,0/7,0	21	19	Vo vrte rapídne poklesla výdatnosť, v júni 1969 bol pretok 15 l/s. Je využívaný pre miestny vodovod.
Krupina- Šváb	HŠ-5	110,0	3,0	13,0/13,0	21	12,5	Vrt je napojený na vodovod mesta Krupiny.
Čajkov	HŠ-6	110,0	30,0	50,0/6,3	21	18	Vrt je využívaný pre vodovod mesta Levíc.
D. Niva	HŠ-7	135,0	33,0	84,0/20,0	6 mes.	13	Ďalším prieskumom bola v lokalite overená 6 mes. čerp. skúškou výdatnosť 105 l/s vody. Bude využívaný na zásobovanie Krupiny vodou.
Zlaté Moravce	HŠ-8 HŠ-10	127,0 100,0	— —	28,0/11,5 30,0/6,5	1 mes. 14	13 13	Ďalším prieskumom bola v lokalite overená 4 mes. čerp. skúškou výdatnosť 200 l/s. Zdroj je využívaný na zásobovanie Zl. Moraviec vodou.

pokračovanie tabuľky 9

I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Hont. Nemce	HŠ-9	113,0	—	3,5/54,0	21	14	
Hr. Beňadik	HŠ-12	109,7	—	2,4/43,0	21	15	
Revist. Podzámčie	HŠ-11	95,0	—	31,6/8,5	21	11,5	
Horná Ždáňa	HŠ-14	110,0	2,0	5,7/16,0	21	13,5	
Tekovská Breznica	HŠ-13 HŠ-15	100,0 129,0	— —	5,0/25,0 2,5/29,15	21 21	12 18,5	
Žarnovica	HŠ-16 HŠ-17	127,0 110,0	— —	0,45/16,0 0,50/27,0	14 14	12 14	
Slánske N. Mesto	HŠ-18	150,0	0,1	0,30/10,1	14	14	
Bohdanovce	HŠ-19	115,0	5,0	136,0/6,4	21	12,6	
Vyšná Myšľa	HŠ-20	100,0	5,0	15,5/20,0	21	13	

mentoch. Vzhľadom na značnú tektonickú narušenosť vulkanického komplexu možno predpokladať, že sa v ňom vyskytujú ďalšie zlomové štruktúry. Ich vyhľadávanie je závislé od ďalšieho podrobného štúdia štruktúrno-geologickej a tektonickej stavby a od poznania litologicko-petrografického charakteru hornín. Doteraz overené štruktúry predstavujú najvýraznejšie zlomové línie v oblasti neovulkanitov Slovenska, a preto boli na nich vrtnými prácami dokumentované výdatné zdroje podzemných vôd.

Režim vôd neovulkanitov je pomerne málo preštudovaný. Nenachádzame tu totiž výdatnejšie pramene, ktoré by boli zaujímavé z vodohospodárskeho hľadiska. Napriek tomu je tu množstvo prameňov s výdatnosťou 1—5 l/s, ktoré boli dlhšie pozorované. Na predpoklade našich poznatkov v oblasti neovulkanitov nachádzame:

1. Pramene suťové s plytkým obehom podzemných vôd;
2. Pramene puklinové, prípadne puklinovo-vrstevné, viazané na zónu zvýšenej puklinovitosti. Nachádzajú sa nad miestnou eróznou bázou a majú pomerne plytký obeh;
3. Pri výskume bolo zistené, že najvýznamnejšie sú pramene viazané na zlomové zóny, ktoré majú hlboký obeh a podzemná voda tu vystupuje z hĺbky 100—300 m, ojedinele i viac.

Suťové pramene majú malú výdatnosť a režim výdatnosti je silne ovplyvnený klimatickými pomermi. V období dažďov sú veľmi výdatné, ale v období sucha výdatnosť klesá na minimum, prípadne vysychajú.

Puklinové a puklinovo-vrstevné pramene sú viazané na zónu zvýšenej puklinovitosti. Režim výdatnosti prameňov je silne ovplyvnený klimatickými pomermi. V období bohatom na zrážky sa napĺňajú drobné pukliny a póry vodou. V období zrážok sú bohaté na vodu, no výdatnosť postupne klesá, pretože drobné puklinové a pórové priestory vyplnené vodou sa postupne vyprázdňujú. Najväčšiu výdatnosť dosahujú v období jarného topenia snehu, ich výdatnosť sa zvyšuje po každom na zrážky bohatšom období.

Pramene vystupujúce zo zlomových zón majú najhlbší obeh podzemných vôd. V pohorí prenikajú puklinovo-pórovým prostredím hlboko pod miestnu eróznu bázu a ako tlakové vody vystupujú po zlomových zónach na povrch. Sú zriedkavé. Vzhľadom na väčšie infiltračné plochy a hlbší obeh podzemných vôd sú najmenej ovplyvnené klimatickými pomermi. U prameniša vody v Podzámčoku sa vplyv klimatických pomerov takmer neprejavuje. Ani v jarnom období sa výraznejšie nezvyšuje výdatnosť zdroja. Je zaujímavé, že výdatnosť vrtov HŠ-1 a RH-6 od roku 1968, keď boli vrty vyvŕtané, má pomalú stúpajúcu tendenciu, čo svedčí o premývaní ciest, z ktorých podzemná voda vystupuje.

Vyhľadávanie nových zdrojov podzemných vôd

Neustále vyššie požiadavky na nové zdroje vody pre národné hospodárstvo vyžadujú vyhľadávanie väčších zdrojov podzemných vôd. Tieto vody predstavujú veľké bohatstvo, a preto ich treba chrániť pred znečistením. Metodika hydrogeologických prác je závislá od etapy výskumu a jeho účelového zamerania. Pri hydrogeologickom výskume sa snažíme poznávať rozšírenie, podmienky uloženia a charakter zvodnených horizontov, podmienky napájania, pohybu

a výstupu podzemných vôd, intenzitu zvodnenia hornín, jej zmeny a otázky kvality podzemných vôd.

Časť podzemných vôd, ktoré cirkulujú v skalných horninách, vystupuje v podobe prameňov, časť prestupuje skryte do povrchových tokov alebo priepustných sedimentov. Upozorňuje nás na to i skutočnosť, že sumárna výdatnosť prameňov, ktoré napájajú riečku vo vulkanitoch, je iba časťou jej prietoku i v období s nízkym stavom podzemných vôd. Tento postreh nás upozorňuje na množstvo podzemných vôd, ktoré skryte prestupujú do povrchového toku. Dôležité je vyhľadávanie skrytých výverov podzemnej vody, ktoré indikujú priaznivo zvodnené hydrogeologické štruktúry. Pri vyhľadávaní zvodnených zlomových štruktúr bol použitý tento komplex metód:

Metódy geologické

Zlomové línie boli vyhľadávané na podklade štúdia geologicko-tektonickej stavby, predovšetkým pri použití geologického mapovania, štúdia geologickej stavby, vyhodnotenia vrtov vyvŕtaných v skúmanej oblasti a p. Geologické metódy sú zvlášť vhodné pri vyhľadávaní okrajových zlomových línií, kde sa stýkajú rozdielne horniny.

Hydrologické metódy

V suchých obdobiach sú povrchové toky napájané takmer podzemnými vodami. Značná časť podzemných vôd preniká skryte do povrchových tokov z priaznivo zvodnených zlomových, prípadne iných štruktúr. Tieto priaznivo zvodnené štruktúry možno vyhľadať na povrchových tokoch zisťovaním prietočných množstiev vody v jednotlivých profiloch v období s nízkym stavom podzemných vôd. Pomocou nich možno určiť miesta, kde je zvýšený prítok podzemných vôd.

Geofyzikálne metódy

Na podklade štúdia fyzikálnych vlastností hornín možno vyhľadávať priaznivé štruktúry. Uvedené metódy slúžia ako dobrá pomôcka v oblasti neovulkanitov, kde bola geofyzikálnym výskumom venovaná značná pozornosť a publikované sú v práci L. Zbořil et al. (1973).

Termometrické metódy

Boli použité pri vyhľadávaní zlomových štruktúr. Podzemné vody, ktoré vystupujú z hĺbky 100—200 m i viac, majú i v zimnom období vyššiu teplotu, ako je priemerná teplota vzduchu a indikujú zlomové štruktúry.

Hydrochemické metódy

Pri skrytom výstupe podzemných vôd z vulkanitov, napr. od kvartérnych vôd, prípadne vôd neogénu, v ktorých sú akumulované podzemné vody rozdielneho chemického zloženia, možno podľa anomálií zistiť, kde dochádza k skrytému prítoku podzemných vôd iného chemického zloženia.

Pri vyhľadávaní bol použitý komplex uvedených metód, pričom vrtnými prácami boli overované iba štruktúry, ktoré sľubovali pozitívne výsledky.

Vzhľadom na mimoriadnu heterogénnosť petrografických, litologických a tektonických pomerov v tejto oblasti je vyhľadávanie zlomových štruktúr veľmi komplikované. Zložitá štruktúrnogeologická stavba a nesúlad orografických a hydrogeologických rozvodníc spôsobuje veľké ťažkosti pri bilančnom hodnotení podzemných vôd metódami dnes používanými v hydrogeológii.

Pre orientačné charakterizovanie intenzity zvodnenia vulkanického masívu bolo urobené meranie pri vstupe rieky Hrona do vulkanitov pri Zvolene a pri výstupe z vulkanického komplexu pri Kozárovciach. Merania sa uskutočnili v suchom jesennom období. V tomto úseku bol zistený celkový prítok vody do rieky 2311 l/s, po odčítaní prítoku vody z Kremnickej dedičnej štôlne, ktorá je privádzaná z iného povodia do podzemnej elektrárne. Z potokov, ktoré pritekajú do Hrona, a z Voznickej dedičnej štôlne pritekalo 1119 l/s a skrytý prítok podzemnej vody bol 1192 l/s. Pretože sa meralo v suchom období, pritekajúce vody možno považovať za vody podzemné a odtok podzemných vôd v povodí je teda 2,1 l/s/km^2 a skrytý prítok podzemných vôd je 1,1 l/s. Tým, že sme zahrnuli plochu veľkého povodia, snažili sme sa eliminovať chybu spôsobenú rozdielnosťou geografického a hydrogeologického povodia. Namerané hodnoty ukazujú, že zvodnenie vulkanického komplexu ako celku je malé a väčšie zdroje podzemných vôd v ňom môžu byť zachytené iba vďaka priaznivej štruktúrno-geologickej stavbe, ktorá umožňuje sústreďovanie podzemných vôd z väčších plôch na dobre priepustných zlomových líniách.

Chemizmus podzemných vôd

Vzhľadom na mineralogicko-petrografický charakter vulkanitov základným mineralizačným procesom formujúcim chemizmus podzemných vôd je hydrolitický rozklad silikátov. Otázky chemizmu podzemných vôd študoval S. Gazda (1965, 1969, 1971), ktorý podáva ucelenú syntézu podzemných vôd neovulkanitov Slovenska.

Na základe poznatkov o hydrogeologických pomeroch vyčleňuje štyri základné typy podzemných vôd:

a) podzemné vody viazané na plytké podpovrchové obehy;
b) podzemné vody viazané na hlbšie obehy vo vulkanickom komplexe (podzemné vody vystupujúce z poruchových zón);
c) podzemné vody hlbinných obehov;
d) podzemné vody viazané na oxidačné zóny hydrotermálnych žíl.

Podzemné vody viazané na plytké podpovrchové obehy sú v kontakte s horninovým prostredím iba krátko, čo sa prejavuje i na mineralizácii. Zvlášť v členitom teréne u puklinovo-vrstevných prameňov s plytkým obehom podzemných vôd je kontakt s horninovým prostredím krátky. Mineralizácia podzemných vôd je potom nízka, asi 0,05—0,1 g/l. Charakteristickou črtou podzemných vôd plytkých obehov je veľké kolísanie ich výdatnosti, ktorá je závislá od klimatických pomerov. Z hydrochemického hľadiska je najzávažnejší vzťah mineralizácia-výdatnosť. U prevažnej väčšiny vôd klesaním výdatnosti prameňa stúpa jeho mineralizácia. Početnejšími príkladmi sa zaoberá S. Gazda (1965, 1969).

Z vodohospodárskeho hľadiska nepriaznivou črtou týchto vôd sú agresívne vlastnosti, podmienené zvyškovou hydrolitickou kapacitou nespotrebovanou

Tab. 10

Základné hydrogeochemické parametre jednotlivých genetických typov podzemných vôd neovulkanických komplexov. (Zostavil S. Gazda, 1971)

Genetický typ	Prevažujúci typ chemizmu	Prevažujúci interval mineralizácie (g/l)	Poznámky
plytké obehy	Ca(Mg) — HCO_3 resp. nevýrazný Ca/Mg—SO_4 typ a prechodné medzitypy	0,05—0,25 (efuz. horn.) 0,2—0,6 (pyroklastiká resp. výraznejšie prem. efuz. horniny	teplota pod 10 °C; nestály celkový režim; pH prevažne v rozmedzí 5,0—7,0; prítomnosť agr. CO_2; časté intenzívne sekundárne znečistenie
poruchové zóny	výrazný Ca(Mg) — —HCO_3 typ	0,2—0,8	zvýšená teplota (10—20 °C); vyrovnaný celkový režim; zriedkavá Ca—SO_4 zložka; častá prítomnosť agr. CO_2
hlbinné obehy	Na—HCO_3, resp. nevýrazný Ca(Mg)—HCO_3 typ a prechodné medzitypy	0,3—1,0	teplota prevažne nad 20 °C; nepatrné obsahy síranov; časté zvýšené hodnoty koef. Mg/Ca nad 1,0; pH prevažne nad 7,0
oxidačné zóny	výrazný Ca(Mg)— —SO_4 až metalsulfátový typ a prechodné medzitypy k nevýraznému Ca(Mg)— —HCO_3 typu	0,5—5,0	pH často pod 4,5 (tzv. kyslé vody s prítomnosťou voľnej kyseliny sírovej); prítomnosť zvýšených koncentrácií Al, Fe, Na a príslušných rudných prvkov

reakciami pri styku s horninovým prostredím. Pri hlbších obehoch podzemných vôd v puklinovom alebo v pórovom prostredí pyroklastík je styk zrážkových vôd s horninovým prostredím bezprostrednejší a dlhodobejší, čo sa prejavuje i vzrastom mineralizácie.

Zlomové línie overené výskumom indikovali, že sa v nich miešali vody relatívne plytších obehov s vodami hlbšími. Nízke hodnoty koeficientu SO_4/M a prítomnosť alkalických bikarbonátov naznačujú, že celkove prevládajú podzemné vody hlbších obehov (S. Gazda 1971). V priebehu čerpacích skúšok v niektorých vrtoch poklesla mineralizácia pri nezmenenej teplote podzemných vôd. Napríklad u vrtu HŠ-6 Čajkov mineralizácia poklesla z 772,6 mg/l na 613,4 mg/l. Spôsobilo to zrýchlenie obehu podzemných vôd otvorením štruktúry a väčšie uplatnenie podpovrchových menej mineralizovaných horizontov. V dlhodobejších reláciach možno celkove pozorovať nepatrný pokles mineralizácie podzemných vôd.

V oblasti Pukanec-Majere sa hlbší obeh podzemných vôd prejavuje vzrastom nátriumovo-bikarbonátovej zložky. V oblasti Rybník-Čajkov boli zistené vody podstatne vyššej mineralizácie a možno predpokladať, že voda je zmesou dvoch chemických typov:

Tab. II

Zmeny chemizmu podzemných vôd vrtu HŠ-6 Čajkov s časom. Zostavil S. Gazda 1971

Odber	M mg/l	S_1	A_1	A_2	Mg/Ca	Na/K	SO_4/M
24. 1. 1968 (v priebehu vŕtania)	772,6	4,15	7,7	88,15	1,05	7,1	0,011
14. 3. 1968 (pred začiatkom čerp. skúšky)	716,5	3,75	10,6	85,65	1,07	7,45	0,007
22. 3.—12. 4. 68 (čerp. skúška-priem. 6 analýz)	703,3	5,65	9,65	84,7	1,07	8,75	0,017
20. 11. 1969 (preliv)	629,55	4,8	9,0	86,2	1,29	6,55	0,010
30. 3. 1971 (preliv)	613,4	4,65	9,9	85,45	1,09	6,85	0,010

1. nižšie mineralizovaných vôd s plytším obehom, podobne ako vody z oblasti Pukanca;

2. vyššie mineralizovaných vôd hlbinného obehu zostupujúceho až na bázu vulkanického komplexu, v podloží ktorého ležia permské sedimenty. Pomer riedenia bol vypočítaný na 4 : 1 v prospech nižšie mineralizovaných vôd (S. Gazda 1971).

Na tektonickom styku Pohronského Inovca so sedimentmi Zlatomoravskej kotliny prestupujú podzemné vody z neovulkanitov do priepustných sedimentov neogénu. V priebehu prestupu sa výrazne zväčšuje mineralizácia podzemných vôd pri zachovaní pomerného zastúpenia jednotlivých zložiek chemizmu. Zvlášť výrazne s dĺžkou prestupu podzemných vôd vzrastá obsah železa a mangánu v jemnozrnných pieskoch. Zdrojom železa a mangánu v nich sú početné výskyty limonitických a mangánových konkrécií.

U hlbinných obehov podzemnej vody chýba kalciumovo-sulfátová zložka, typická pre podzemné vody plytkopodpovrchových obehov. Stúpa obsah nátriovo-bikarbonátovej zložky a v dôsledku dlhšieho kontaktu vody s horninovým prostredím je mineralizácia vyššia. Charakteristický je i posun pH do alkalickej oblasti (S. Gazda 1971). Chemizmus podzemných vôd oxidačných zón je ovplyvnený oxidáciou sulfidov na horninové prostredie za vzniku síranov alkalických zemín, zriedkavejšie alkálií s vysokou mineralizáciou a nízkym pH.

Tab. 12

Chemizmus podzemných vôd vystupujúcich na tektonickom styku Štiavnického pohoria s Bátovskou kotlinou

Lokalita		M mg/l	S_1	A_1	A_2	Mg/ /Ca	Na/K	SO_4/ /M
Oblasť Pukanec— Majere	HŠ-2	215,1	10,9	10,1	78,85	0,27	4,9	0,03
	HŠ-3	185,9	10,65	7,2	82,15	0,34	4,8	0,03
	starý vrt	179,2	12,8	7,45	79,35	0,55	5,1	0,04
	pr. „Teplá voda" (3)	206,3	11,25	12,2	76,5	0,47	5,75	0,03
Oblasť Rybník— Čajkov	vrt HV-2 Gondovo	474,1	6,15	5,55	76,9	0,39	15,2	0,02
	prameň v Rybníku	473,7	5,2	10,6	84,15	0,94	7,1	0,01
	HŠ-6 (10)	694,45	5,1	9,6	85,3	1,09	8,05	0,01
	HŠ-4 (16)	568,5	6,6	10,35	83,0	0,86	6,5	0,02

Zostavil: S. Gazda 1971

Nádrže podzemných vôd a možnosť regulovaného odberu podzemných vôd

Zložitá štruktúrno-geologická stavba jaderných pohorí, postihnutá výraznou alpinotypnou tektonikou v hlavnej fáze alpínskeho vrásnenia a neskoršie germanotypnou tektonikou, podmieňuje tvorenie zložitých hydrogeologických štruktúr, v ktorých môžu vzniknúť nádrže podzemných vôd rôznej veľkosti a s rozdielnym režimom. U alpinotypných štruktúr sú to najčastejšie zložité ponorené synklinály. V mladších pokriedových útvaroch je vyvinutá germanotypná tektonika s množstvom hrastí a priekopových prepadlín, oddelených tektonickými líniami. Zvlášť v nížinách v sedimentoch neogénu a kvartéru nachádzame nádrže podzemných vôd, akumulované v pórovom prostredí. Podstatne zložitejšie štruktúry sú u hornín s puklinovou alebo puklinovo-krasovou priepustnosťou. V priaznivých podmienkach sa v nich môžu vytvoriť zložité nádrže podzemných vôd.

Často tu nachádzame štruktúry s plytkým obehom podzemných vôd. Zrážkové vody, ktoré infiltrujú, neprestupujú hlbšie do horninového masívu, pretože im v tom zabraňuje nepriepustné prostredie a podzemné vody vystupujú na povrch v podobe vrstevných alebo puklinovo-vrstevných výverov. V období s bohatou zrážkovou činnosťou sa puklinové alebo pórové prostredie naplní vodou a postupne sa vyprázdňuje. Režim výverov z týchto štruktúr je silne ovplyvnený klimatickými pomermi a nehromadia sa v nich väčšie statické zásoby podzemných vôd.

Z vodohospodárskeho hľadiska podstatne priaznivejšie sú štruktúry, kde podzemná voda preniká hlbšie do skalného masívu a vytvára zložité nádrže. V každej štruktúre sú vytvorené určité dynamické zásoby podzemných vôd, ktorých množstvo závisí predovšetkým od veľkosti infiltračného povodia a intenzity infiltrácie vody, a určité statické zásoby podzemných vôd, ktoré sú závislé predovšetkým od veľkosti nádrže a od aktívnej pórovitosti.

Dynamické zásoby podzemných vôd sú väčšie v období zrážok a menšie v období sucha. Výstup podzemných vôd z nádrží je podmienený štruktúrno-hydrogeologickou stavbou oblasti. Najčastejšie vyvierajú v podobe bariérových prameňov na styku s nepriepustnými horninami alebo po priepustných zlomových líniách. Ich výdatnosť značne kolíše zvlášť u hornín s puklinovo-krasovou priepustnosťou.

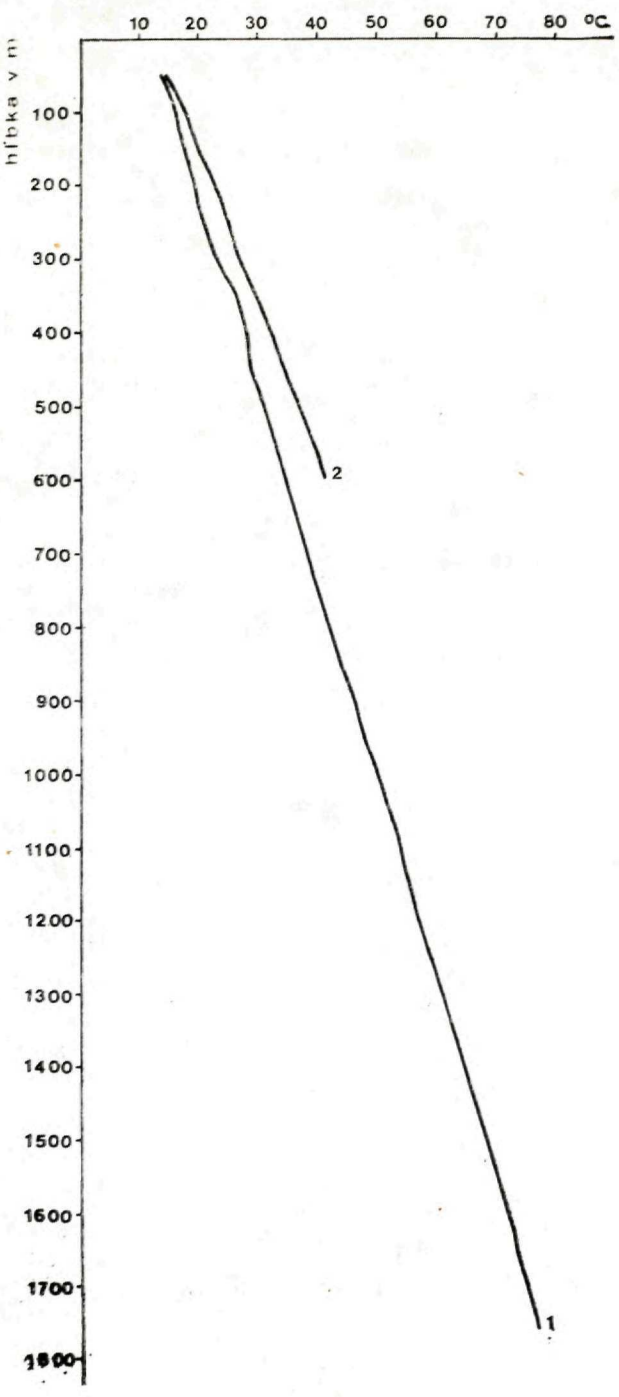
Výskumnými prácami boli overené rozsiahle nádrže podzemných vôd i v oblasti neovulkanitov Slovenska. Jestvujú v nich priepustné zlomové línie komunikujúce s nádržou podzemných vôd akumulovaných v puklinovo-pórovom prostredí. Tektonické línie tvoria výstupnú vetvu pre podzemné vody. V prípade, že podzemné vody navŕtame v hĺbke, naskytá sa možnosť regulovaného odberu podzemných vôd zo štruktúry znižovaním hladiny podzemnej vody vo vrtoch. Na vrte HŠ-1 Podzámčok boli napríklad zistené pri samostatnej čerpacej skúške tieto výdatnosti pri rôznych zníženiach:

zníženie v m p. t.	výdatnosť v l/s
1,0	50,0
2,0	100,0
3,4	150,0

U takto zachytených štruktúr môžeme preto využívať zdroje podzemných vôd regulovane, čo má mimoriadny význam zvlášť vtedy, ak sú napojené na skupinové vodovody. V období minimálnych výdatností prameňov napojených na skupinový vodovod možno z týchto štruktúr odoberať väčšie množstvo podzemných vôd, ako sú dynamické zásoby v štruktúre, t. j. dočasne odoberať i zo statických zásob z nádrže znižovaním hladiny podzemnej vody a v období väčšej výdatnosti prameňov možno umožniť ich doplnenie, prípadne sa doplnia v období bohatom na zrážky. Takto možno vyrovnávať stav v nádržiach podzemných vôd, ktoré majú veľký výkyv vo výdatnosti. Uvedené riešenie umožňuje pri vhodnej kombinácii napojených hydrogeologických štruktúr zvýšiť využiteľné zdroje podzemných vôd.

Geotermický stupeň

Intenzívny geologický výskum neovulkanitov pomocou hlbokých vrtov prispel aj k poznaniu všeobecnej charakteristiky geotermických pomerov oblasti. Práce nadväzovali na geotermický výskum, ktorý robil v oblasti neovulkanitov S. Klír (1961, 1965). Teploty vrtov merali pracovníci karotážneho strediska v Spišskej Novej Vsi a pracovníci Karotáže z ČND Hodonín. Vykonané práce neboli zamerané na špeciálny geotermický výskum a neboli študované otázky tepelnej vodivosti hornín a zemského tepelného toku. Po vyvŕtaní hlbokých štruktúrnych vrtov boli v nich zisťované teplotné pomery. Vrty neboli špeciálne upravené pre geotermický výskum. Počas vŕtania, predovšetkým cirkuláciou výplachovej kvapaliny bolo narušené tepelné pole. Intenzita narušenia je závislá predovšetkým od rozdielu teplôt výplachovej kvapaliny a skalného masívu a od dĺžky cirkulácie výplachu. Pred meraním teplôt boli vrty ponechané v pokoji 5—7 dní, aby sa mohla vyrovnať teplota. Je to krátky čas, ale zvolený bol vzhľadom na nákladnosť prác (prestojové



Obr. 5. Vplyv dĺžky doby pokoja vo vrte na presnosť zámeru teploty vrtu GK-6 Rybník
1 — doba pokoja vo vrte 7 dní; 2 — doba pokoja vo vrte 20 mesiacov

časy). U niektorých vrtov bol preverený vplyv dĺžky pokoja na presnosť merania teploty a boli zistené veľké rozdiely, ktoré potvrdzujú, že vyrovnanie teplôt ešte nenastalo. Vrt GK-6 Rybník bol po odvŕtaní do hĺbky 600 m z technických príčin ponechaný v pokoji 20 mesiacov. Pred začatím ďalšieho vŕtania boli premerané teplotné pomery vo vrte, ktoré v porovnaní s termogramom vykonaným po 7 dňoch pokoja vykazujú rozdiel v hĺbke 575 m p. t. (viď obr. 5).

U vrtu GK-2 Antol boli premerané teplotné pomery po 25 hodinách a po 7 dňoch. Zistený rozdiel teplôt je 1,8 °C. Uvedené výsledky dokazujú, že v skutočnosti je teplota o niekoľko stupňov C vyššia, ako ukazujú merania. Z nameraných údajov možno pomerne presne vypočítať hodnotu geotermického stupňa.

Geotermický stupeň bol vypočítaný podľa vzorca:

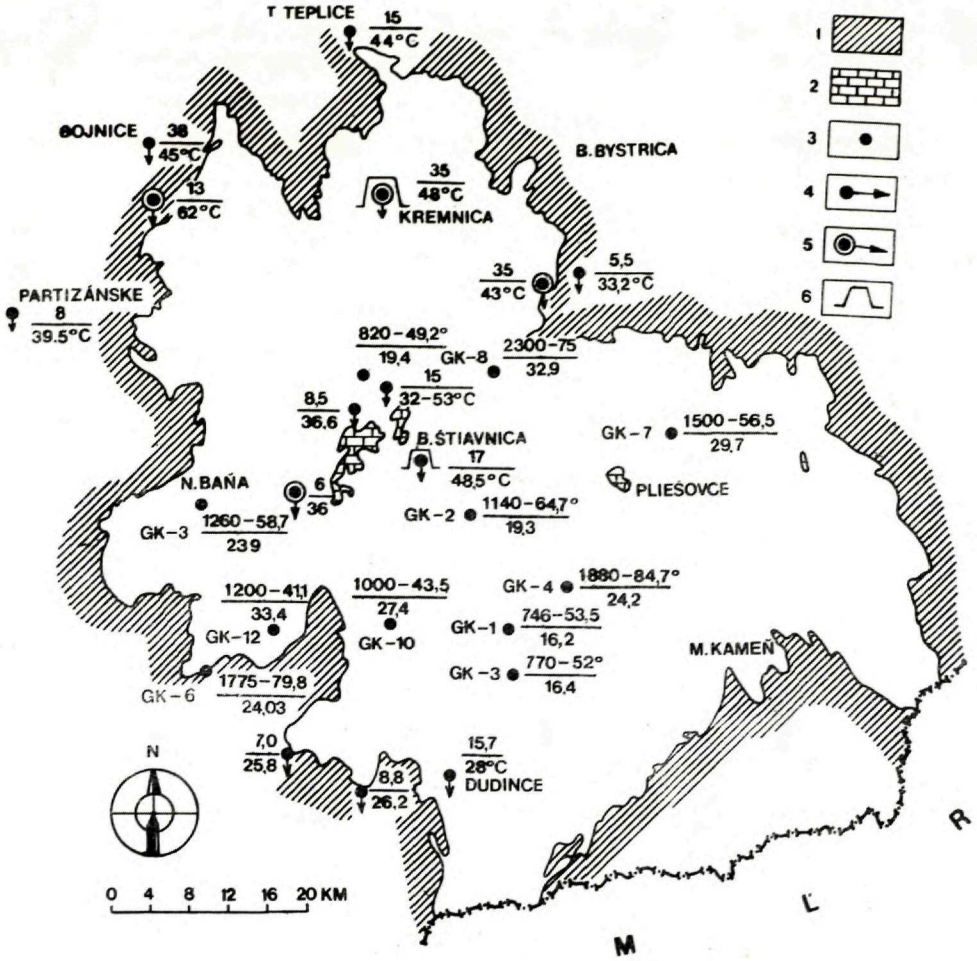
$$G = \frac{H - h}{T - t}$$

kde G — geotermický stupeň v m/°C
H — hĺbka zámeru teploty v m zodpovedajúca teplote T
h — hĺbka neutrálnej zóny v m (zóny stálych ročných teplôt)
T — teplota hornín v °C v hĺbke H
t — priemerná teplota vzduchu v °C.
a boli zistené tieto hodnoty:

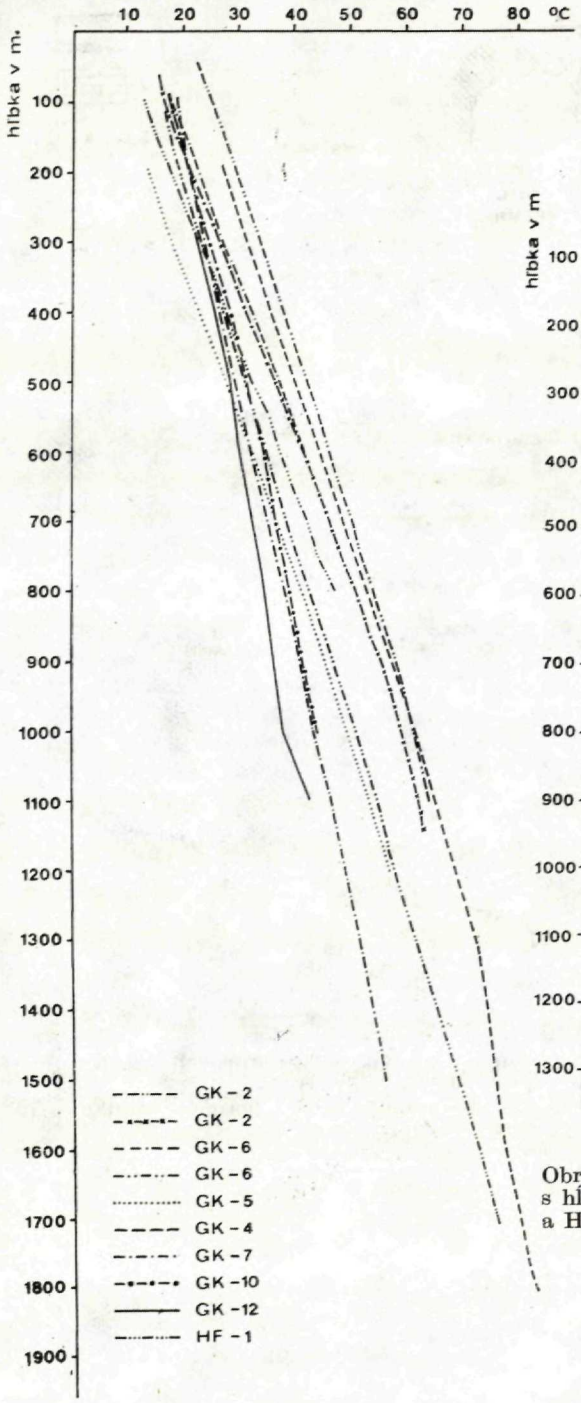
Označenie vrtu	Lokalita	Hĺbka zámeru teploty v m	Nameraná teplota °C	Priem. geoterm. stupeň G m/°C
GK-1	Hont. Nemce	746	53,5	16,2
GK-2	Antol	1140	64,7	19,3
GK-3	Medoravce	770	52,0	16,4
GK-4	Bzovík	1880	84,7	24,2
GK-5	Veľ. Lehota	1260	58,7	23,9
GK-6	Rybník	1775	79,8	24,03
GK-7	Stará Huta	1500	56,5	29,7
GK-8	Ostrá Lúka	2300	75,0	32,9
GK-10	Ladzany	1000	43,5	27,4
GK-12	Gondovo	1200	41,1	33,4
HF-1	Hliník n/H.	820	49,2	19,4

Priemerný geotermický stupeň je 24,2 m/°C. V prípade, že vypustíme vrty situované na okraji vulkanického komplexu (vrt GK-6, GK-7, GK-8, GK-10, GK-12), priemerný geotermický stupeň je 19,9 m/°C. V oblasti Banskej Štiavnice a Hodruše je jeho hodnota nižšia. Je to spôsobené najpravdepodobnejšie ochladením zemskej kôry vplyvom intenzívnej banskej činnosti v tejto oblasti. Boli tu zistené tieto hodnoty:

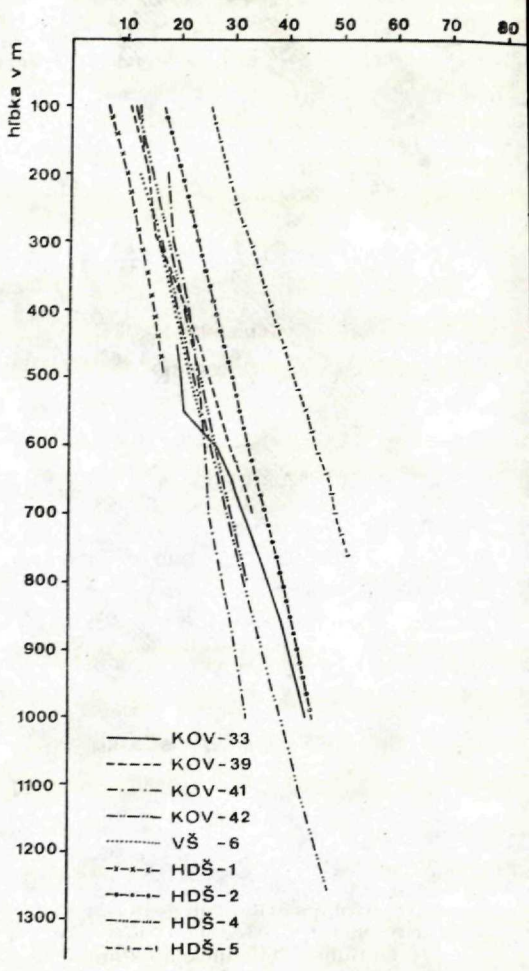
Označenie vrtu	Lokalita	Hĺbka zámeru teploty v m	Maximálna teplota v °C	Priem. geoterm. stupeň G m/°C
KOV-33	Štiavnické bane	1000	43,8	26,3
KOV-39	Štiavnické bane	1300	53,0	27,1
KOV-41	Podhorie	1080	45,3	36,0
KOV-42	Ban. Štiavnica	1250	47,8	29,3
HDŠ-1	Repište	540	18,3	38,7
HDŠ-2	Dol. Hámre	1000	44,9	25,0
HDŠ-3	Voznica	1400	47,7	33,1
HDŠ-4	Kopanice	860	34,5	29,2
HDŠ-5	Hodruša	800	41,5	21,8
VŠ-6	Štiavnické bane	700	29,6	28,6



Obr. 6. Mapa zistených geotermických stupňov v hlbokých štruktúrnych vrtoch v oblasti neovulkanitov stredného Slovenska. Zostavil L. Škvarka 1973.
1 — hranice vulkanického komplexu; 2 — ostrovy podložných hornín vystupujúcich vo vulkanickom komplexe;
3 — štruktúrny vrt $\frac{\text{hĺbka zámeru teploty v m, max. nam. tep. v °C}}{\text{geotermický stupeň}}$
4 — prameň termálnej vody $\frac{\text{výdatnosť výveru v l/s}}{\text{teplota vody v °C}}$
5 — výver termálnej vody z vrtu;
6 — výver termálnej vody v banských priestoroch.



Obr. 7. Vzrast teploty zemskej kôry s hĺbkou v oblasti neovulkanitov stredného Slovenska podľa štruktúrnych vrtov



Obr. 8. Vzrast teploty zemskej kôry s hĺbkou v oblasti Banskej Štiavnice a Hodruše podľa štruktúrnych vrtov

Priemerný geotermický stupeň pre oblasť Banskej Štiavnice a Hodruše je 29,5 m/°C. Termogramy zo štruktúrnych vrtov z oblasti neovulkanitov stredného Slovenska a z vrtov z okolia Banskej Štiavnice a Hodruše sú znázornené na obrázku 8.

Záver

Výskumnými prácami, ktoré boli zamerané na celé územie neovulkanitov, boli získané nové poznatky o základných hydrogeologických pomeroch neovulkanitov Slovenska, ktoré menia všeobecne uznávané názory na zvodnenie neovulkanického komplexu.

1. Bolo zistené, že oblasť neovulkanitov Slovenska nie je taká chudobná na podzemné vody, ako sa pôvodne predpokladalo, a v priaznivých štruktúrach sú akumulované významné zdroje podzemných vôd.
2. Bola rozriešená otázka, ktoré štruktúry sú z hľadiska možnosti získania nových zdrojov podzemných vôd najnádejnejšie, čo umožňuje cieľavedome usmerňovať ďalšie hydrogeologické prieskumy v tejto oblasti.
3. Výskumnými prácami bolo dokázané, že v oblasti neovulkanitov môžu podzemné vody prenikať do hĺbok 100—300 m i hlbšie a najvýznačnejšie zdroje podzemných vôd sú viazané na hlbinné obehy podzemných vôd.
4. Výskumnými prácami bolo zistené, že špecifické zvodnenie vulkanických hornín je pomerne malé, ale vzhľadom na priaznivú štruktúrno-geologickú stavbu nachádzame tu štruktúry, v ktorých sú akumulované významné zdroje podzemných vôd.
5. Bolo dokázané, že i v oblasti neovulkanitov nachádzame zložité nádrže puklinovo-pórových vôd, z ktorých pri vhodnom zachytení môžeme robiť regulovaný odber podzemných vôd, čo má význam zvlášť pri napojení zdrojov podzemných vôd na skupinové vodovody.
6. Boli získané poznatky o rozložení zemského tepelného poľa, ktoré majú význam z hľadiska štúdia termálnych vôd a z hľadiska vplyvu zemského tepla na ekonomiku banského podnikania v hlbších častiach zemskej kôry.
7. Výskumnými prácami boli overené vodohospodársky významné zdroje podzemných vôd v oblasti veľmi chudobnej na pitnú vodu a umožňujú riešiť zásobovanie oblasti ekonomicky výhodnejším spôsobom.

Do tlače odporučili: L. Meliorisa J. Forgáč.

Literatúra

BÖHM, V. 1966: Problémy zvodnenia neovulkanitov Slovenska. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript-archív Prírod. fakulty UK. Bratislava.

BÖHM, V. — MELIORIS, L. 1962: Náčrt hydrogeologických pomerov v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Acta geologica. No. 7, 1962. s. 151—171. Bratislava.

BÖHM, V. — ŠKVARKA, L. 1965: Die bisherigen Erkentnisse der hydrogeologischen Verhältnisse der Neovulkaniten im Gebiet der Slovakei. Carpatho-Balkan Geological Association, VII. Congress Sofia. September 1965, Reports, Part V, 1965, S. 19—21.

BÖHM, V. — ŠKVARKA, L. 1970: Niektoré nové poznatky o zvodnení neovulkanitov a ich podložia so zreteľom na banskú činnosť. Mineralia Slovaca, 2, No. 5, s. 39—44, Bratislava.

BÖHM, V. — ŠKVARKA, L. 1970: Teplotný režim podzemných vôd neovulkanitov Slovenska. Geologický průzkum, No. 11, s. 328—329. Praha.

BÖHMER, M. — ŠKVARKA, L. 1970: Vzťah medzi podložím neovulkanitov a výronmi termálnej vody v Kremnici. Geologické práce, Správy 53, s. 21—32. Bratislava.

BÖHM, V. — KLÍR, S. — OSTROLUCKÝ, P. 1964: Hydrogeologické pomery centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov a Krupinskej vrchoviny. Geologické práce, Správy 32, s. 47—56. Bratislava.

BURIAN, J. 1964: Geologická stavba vulkanogénneho komplexu južne od Sitna. Geologické práce, Správy 33, s. 139—156. Bratislava.

DOROTJAK, V. — GAZDA, S. — HALOUZKA, R. — VAŠKOVSKÝ, I. 1961: Správa o inžiniersko-geologickom výskume zosuvného územia jv. od Handlovej. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

DUBA, D. 1956: Rovnica neustálej filtrácie a jej použitie pri analýze režimu spodných vôd na Žitnom ostrove. Vodohospodársky časopis, No. 1, s. 163—196. Bratislava.

ĎURATNÝ, S. — FUSÁN, O. — KUTHAN, M. — PLANČÁR, J. — ZBOŘIL,L.Y968: Relation of deep — seated Structure to the development of subsequent volcanism in Central Slovakia. Geologické práce, Správy 44—45, s. 73—90. Bratislava.

ĎURATNÝ, S. — FUSÁN, O. — KUTHAN, M. — PLANČÁR, J. — ZBOŘIL, L. 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geophysikalische Methoden. Geologické práce, Správy 36, s. 173—198. Bratislava.

FALÚR, R. 1971: Zlaté Moravce — hydrogeologický prieskum. Manuskript-Geofond Bratislava.

FIALA, F. 1961: Kremnické hory. Záverečná správa k 31. 1. 1961. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

FORGÁČ, J. 1965: Ideový projekt geologického výskumu stredoslovenských neovulkanitov pre rok 1967. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

FORGÁČ, J. 1965: Stratigrafické postavenie a tektonika neovulkanitov v južnej časti Prešovsko-tokajského pohoria. Geologické práce, Správy 37. s. 27—44. Bratislava.

FORGÁČ, J. — KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. — KONEČNÝ, V. — KUTHAN, M. 1968: Subsequent and Final Volcanism in the West Carpathians (Central Slovakian) XXIII. International Geological Congres vol. 2, s. 133—138. Praha.

FRANKO, O. — GAZDA, Š. — ŠKVARKA, L. 1963: Dôvodová správa pre zmenu „Dočasných ochranných pásiem bojnických liečivých termálnych vôd — uvoľnenie uhoľnej substancie pre závod II. etapa bane Mládeže". Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

FRANKO, O. — ŠKVARKA, L. 1964: Podzemné vody Nováckych uhoľných baní. Geologické práce, Správy 32, s. 209—219. Bratislava.

FRANKO, O. — ŠKVARKA, L. 1964: Správa o hydrogeologických pomeroch Nováckych uhoľných baní. Správy o geologických výskumoch, 2, Slovensko, s. 224—225. Bratislava.

FRANKO, O. 1964: Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska. Geologické práce, Správy 32, s. 123—140. Bratislava.

HLAVATÝ, Z. 1969: Rybník — Pukanec — hydrogeologický prieskum. Geofond. Bratislava.

FUSÁN, O. — KUTHAN, M. — ĎURATNÝ, S. — PLANČÁR, J. — ZBOŘIL, L. 1969:

Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Západné Karpaty, zv. 10, s. 1—159. Bratislava.

HYNIE, O. 1957: Hydrogeologický posudek o výsledku vrtného průzkumu v lázních Dudincích. Manuskript-Geofond. Praha.

CHAIN, V. E. 1963: Glubinny razlomy osnovnyje priznaty klasifikácii i označanie v razvitii zemnoj kory (istoričeskij obzor). Izvest. vys. učebn. zaved. Geologija i razvedka 3.

IVAN, Ľ. 1952: Geologická stavba i minerálne pramene okolia Levíc. Geologické práce, 52, s. 1—28. Bratislava.

KAROLUS, K. — FORGÁČ, J. 1969: Prehľad vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a v Hronskom Inovci v M = 1 : 100 000. Mineralia Slovaca. 1, No. 3—4, s. 197—204. Bratislava.

KAROLUSOVÁ, E. 1958: Príspevok k problematike pyroklastík. Geologické práce, Zošit 49. Bratislava.

KAROLUSOVÁ, E. 1964: Klasifikácia a terminológia pyroklastických hornín. Geologické práce, Správy 31. s. 127—136. Bratislava.

KLIMENTOV, P. P. 1961: Metodika gidrogeologičeskich issledovanij gosgeoltechizdat. 378 s. Moskva.

KLÍR, S. — ZEMAN, J. 1955: Příspěvek k poznání tektoniky v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Věstník ÚÚG, 30, No. 2. Praha.

KLÍR, S. 1960: Hydrogeologické poměry revíru Františkovy šachty v Banské Štiavnici. Geologické práce, Správy 18, s. 159—174. Bratislava.

KLÍR, S. 1961: Profil Voznickou dědičnou štolou v štiavnicko-hodrušském rudním obvodu. Věstník ÚÚG, 36, No. 1. Praha.

KLÍR, S. 1964: Důlní vody štiavnicko-hodrušského a kremnického rudního obvodu. Geologické práce, Správy 32. s. 57—60. Bratislava.

KLÍR, S. 1965: Geotermický výzkum vrtu GK-1 u Hontianskych Nemců. Geologické práce, Správy 34. Bratislava.

KLÍR, S. 1965: Thermální vody stredoslovenských neovulkanitů a jejích neogénního okraje. Geologické práce, Správy 35, s. 145—156. Bratislava.

KLÍR, S. 1965: Zemské tepelné pole v Banské Štiavnici a jeho vliv na teploty důlních dílech. Rada matematických a přírodních věd, Sešit 6. Nákl. ČSAV. Praha.

KLÍR, S. 1966: Hydrogeologie podloží neovulkanitů středního Slovenska. Geologické práce, Správy 39, s. 137—144. Bratislava.

KODĚRA, M. — MICHALENKO, J. — PASTOR, J. 1966: Nové poznatky o metasomatickom zrudnení a jeho perspektívach na polymetalickom ložisku Banská Štiavnica. Geologické práce, Správy 39, s. 5—30. Bratislava.

KONEČNÝ, V. 1966: O mechanizme transportu pyroklastických hornín v subakválnych podmienkach. Geologické práce, Správy 40. s. 111—125. Bratislava.

KONEČNÝ, V. — KUTHAN, M. 1968: Volcanic Forms and types of Eruptios of Neogene Volcanism of Middle Slovakia. Geologické práce, Správy 44—45 s. 163—198 198. Bratislava.

KONEČNÝ, V. 1970: Stavba vulkano-sedimentárnych formácií južnej periférie neovulkanitov. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

KOŠA, J. 1968: Dudince, vodný zdroj. Manuskript-Geofond. Bratislava.

KUBÍNY, D. 1969: Hlbinné zlomy Západných Karpát. Geologické práce, Správy 47. s. 45—51. Bratislava.

KUTHAN, M. 1948: Undačný vulkanizmus karpatského neogénu a vulkanologické

štúdiá v severnej časti Prešovských hôr. Geologické práce, Zošit 17. s. 87—175. Bratislava.
KUTHAN, M. 1957: Mladotreťohorný vulkanizmus sv. časti stredného Slovenska. Sborník ÚÚG, s. 223—227. Praha.
KUTHAN, M. a kol. 1958: K problémom nevulkanitov Slovenska. Geologické práce, Zošit 49. s. 1—202. Bratislava.
KUTHAN, M. et al. 1961: Projektová štúdia úlohy: Výskum podložia neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
KUTHAN, M. 1963: Tektonické deformácie oblasti stredoslovenských neovulkanitov a vzťah medzi vulkanizmom a tektonikou. Geologické práce, Správy 28. s. 185—196. Bratislava.
KUTHAN, M. 1967: Neovulkanity československých Karpát. Regionálna geológia ČSSR, diel II. zv. 2. Praha.
LUKÁČ, Ř. 1958: Prehľad názorov na stavbu Kremnicko-štiavnického rudohoria a geologicko-petrografické pomery okolia Banskej Štiavnice. Manuskript-archív PFUK. Bratislava.
LUKAJ, M. 1969: Hydrogeologické pomery skartovaného ložiska vo Vyhniach. Mineralia Slovaca, 1, No. 2. s. 140—150. Bratislava.
MAHEĽ, M. 1951 b: Pôvod minerálnych vôd v Sklených Tepliciach. Zemepisný zborník, 3. Bratislava.
MAHEĽ, M. 1952: Slané vody pri južnom okraji Krupinskej vrchoviny. Geologické práce, Zošit 32, Bratislava.
MAHEĽ, M. 1952b: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Štát. geol. ústavu, 27. s. 1—84. Bratislava.
MAHEĽ, M. 1960: Nové poznatky z niektorých kľúčových území. Geologické práce, Správy 21. Bratislava.
MAHEĽ, M. 1964 a: Severogemeridné a hronské synklinórium v centrálnych Karpatoch. Čs. mineral. a geol., 9. Praha.
MAHEĽ, M. 1966: Niektoré hydrogeologické problémy vo svetle nových tektonických poznatkov. Geologické práce, Správy 38, s. 159—164. Bratislava.
MAHEĽ, M. 1967: Regionální geológie ČSSR, díl II. Karpaty, zv. I. Praha.
MAHEĽ, M. 1971: K zlomovej tektonike Západných vnútorných Karpát. Geologické práce, Správy 57, s. 161—173. Bratislava.
MELIORIS, L. — HYÁNKOVÁ, K. 1966: Hydrogeologický výskum minerálnych vôd v oblasti Kalinčiakovo, Malinovce, Santovka, Dudince, Slatina pre spresnenie ochranných pásiem. Manuskript-Geofond. Bratislava.
NEMČOK, A. 1955: Vodolesnosť niektorých hornín v základe projektovaných priehrad na Slovensku. Geologické práce, Správy 4, Bratislava.
NEMČOK, A. 1961: Inžiniersko-geologické podmienky pre budovanie vodných diel na Hrone. Geologické práce, Správy 23, s. 5—84. Bratislava.
PLANČÁR, J. — ZBOŘIL, L. 1965: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov — oblasť Levice. 1963—1964. Manuskript-archív ÚGF. Bratislava.
PORUBSKÝ, A. 1955: Hydrogeologický prieskum v Žiari nad Hronom. Manuskript--Geofond. Bratislava.
PORUBSKÝ, A. 1969: Prehľad o vodnom bohatstve Slovenska. Geografický časopis, No. 2. s. 89—105. Bratislava.
RATKO, N. I. 1961: Podzemnyje vody zapadnoj časti Zakarpatskogo neogenogo progiba. Trudy T. Ukrajinskogo gidrogeologičeskogo soveščanija, Tom T. Kijev.

ROB, M. 1957: Hydrogéologie des formations volcaniques de l'Auvergne. Bulletin de la société géologique de France. Tome VII. Paris.

ROZLOŽNÍK, L. a kol. 1965: Záverečná správa — Výskum hornín Štiavnického ostrova (časť stratografia, tektonika, metalogenéza). Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

SLÁVIK, J. 1963: Geologische Verhältnisse der zweiten neogenen vulkanischen Phase im Nordteil von Vtáčnik. Geologické práce, Správy 29. Bratislava.

SLÁVIK, J. 1967: Chronológia a poradie neogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. Geologické práce, Správy 44—45. Bratislava.

ŠKVARKA, L. — BÖHM, V. — OSTROLUCKÝ, P. — KULLMAN, E. — GAZDA, S. 1965: Ideový projekt na riešenie základných hydrogeologických pomerov neovulkanitov Slovenska a ich podložia. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

ŠKVARKA, L. 1965: Hydrogeológia neovulkanitov Slovenska a ich podložia. Správy o geologických výskumoch, 2, Slovensko, s. 157. Bratislava.

ŠKVARKA, L. 1966: Problematika výskumu vôd neovulkanitov Slovenska a ich podložia. Práca k ašpirantskému minimu. Manuskript-archív PFUK. Bratislava.

ŠKVARKA, L. 1967: Výskum vôd stredoslovenských neovulkanitov a ich podložia. Geologické práce, Správy 43. s. 157—169. Bratislava.

ŠKVARKA, L. 1967: Problems of Water in Neovolcanites of Slovakia. Carpatho-Balkan Geological Association, VII. Congress Belgrade. Reports Engineering Geology and Hydrogeology.

ŠKVARKA, L. 1968: Poruchové zóny — najnádejnejší zdroj zvodnenia v oblasti stredoslovenských neovulkanitov (Rigorózna práca). Archív PFUK. Bratislava.

ŠKVARKA, L. 1968: Nové poznatky o podzemných vodách neovulkanitov stredného Slovenska a ich význam pre vodné hospodárstvo. Geologický průzkum, No. 9, Praha.

ŠKVARKA, L. 1968: Nové poznatky o podzemných vodách stredoslovenských neovulkanitov a výsledky vrtných prieskumných prác v tejto oblasti. Zborník príspevkov k semináru: Zachytávanie a využitie podzemných vôd pre vodárenské účely v Stredoslovenskom kraji. Banská Bystrica — Tále.

ŠKVARKA, L. 1969: Thermalwässer im Gebiete der Neovulkanite der Mittelslowakei. Zborník prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch. s. 205—212.

ŠKVARKA, L. 1970: Das Lokalisieren wasserführender Klüfte in vulkanischen Gesteinen mit Hilfe von Abfluss — und Temperaturmessungen. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen. Heft 4, s. 110—111. Koblenz.

ŠKVARKA, L. 1970: Banská hydrogeologická mapa novácketho ložiska, zostavená s ohľadom na ochranu kúpeľov Bojnice. Zborník referátov k V. hydrogeologickej konferencii, s. 101—105. Gottwaldov.

ŠKVARKA, L. 1972: Hydrogeologický výskum neovulkanitov ako potencionálnych zdrojov vody. Zborník celoštátneho seminára: Prieskum a hodnotenie zdrojov vody. Banská Bystrica.

ŠTOHL, J. 1962: Štruktúrne pomery banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Geologické práce, Správy 25—26, s. 207—228. Bratislava.

TOMLEIN, J. 1965: Priestorové a časové rozloženie výparu z povrchu pôdy na území ČSSR. Geographica Slovaca, Geografický časopis SAV, 17, No. 3. s. 240—253. Bratislava.

VASS, D. — TOMÁŠEK, B. 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách a jej vplyv na paleogeografický a tektonický vývoj západnej časti Juhoslovenskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Správy 27. s. 89—102. Bratislava.

Ладислав Шкварка

Водоносные линии зломов в неовулканитах Словакии

Резюме словацкого текста

Ороген Карпат с внутренней стороны окаймлен мощными продуктами третичной вулканической деятельности, покрывающих около 10 % территории Словакии. Они возникли в результате вулканической деятельности, протекавшей с бурдигаля до конца сармата-четвертичного периода как продукт субсеквентного и финального вулканизма карпатского орогена.

Вулканический комплекс достигает мощности 600—1000 м, местами превышая 1500 м. Состоит из пород андезит-риолит-базальтового ряда и их пирокластов. Во многих местах область имеет выразительное стратовулканическое строение.

Фундамент вулканического комплекса представлен тектоническими единицами внутренних Карпат, погружающихся под вулканический комплекс и выходящих из-под вулканитов в форме островов (различной величины). Породы фундамента были охвачены альпийской складчатостью, протекавшей между средним и верхним мелом, после которой начинается интенсивный размыв территории. На указанном расчлененном более древнем рельефе отлагались вулканические продукты, которые вместе со своим основанием были охвачены интенсивными германотипными движениями.

Главные тектонические линии, прослеживающиеся в области Карпат, проходят также через вулканический комплекс. Последний, как правило, расчленен на целый ряд поднятий (горстов) и погруженных депрессий. Амплитуда нарушений достигает 500 и больше метров.

Вулканические породы имеют очень высокую пористость достигающую 10—15 %. Водопроницаемость весьма разнообразна и зависит от первичных и вторичных структурных свойств вулканических пород.

Тогда как туфы, образованные тонкозернистым материалом, являются слабо проницаемыми и почти непроницаемыми, блоковые туфы, образованные вулканическими обломками от 1 см до 1,0 км, породы, возниклые путем уплотнения вулканического песка, могут иметь хорошую водопроницаемость и образовывать выдержанные горизонты подземных вод. Туфы, содержащие вулканическую пемзу, находятся как правило в кислых породах и являются сильно порыстыми и хорошо проницаемыми. В процессе выветривания их проницаемость уменьшается поэтому, перемещенные туфы в связи с интенсивностью развития экзогенных процессов являются меннее обводненными.

Агломератовые туфы образованы глыбами андезита и сцементированы тмелом, не аккумулируют большие запасы подземных вод.

Туффиты с примесью тонкозернистого материала являются слабо проницаемыми почти непроницаемыми. Лучшие условия обводненности имеют песчанистые туффиты.

Пористость и трещиноватость пород утончается с глубиной в связи с увеличением давления покрывающих пород. Проницаемость поверхностной части снижена под влиянием процессов выветривания. Как водопроницаемость так и пористость вулканического комплекса имеет тенденцию постепенного уменьшения водопроницаемости с возрастом пород, что объясняется влиянием диагенеза и выполнением пор и трещин вторичными минералами. Вулканические породы по возрасту старшие, чем третичные являются слабо обводненными и по своим фильтрационным свойствам приближаются к изверженным и метаморфическим породам (Давиш, Вест, 1966).

В вулканических породах часто встречается замещение пород различной проницаемости в горизонтальном и вертикальном направлении что способствует образованию напорных водоносных горизонтов часто с фонтанирующими скважинами.

Структурно-геологическое строение области играет важную роль в гидрогеологических условиях.

Различные типы вулканических пород по разному влияют на инфильтрацию и циркуляцию подземных вод. Они характеризуются широкой шкалой гидрогеологических свойств, зависящих, прежде всего, от трещиноватости и пористости скального массива.

Область неовулканитов сравнительно богата источниками, особенно в областях, в строении которых принимают участие эффузивные породы. Расходы источников незначительны, лишь в отдельных случаях превышают 1,0—2,0 л/сек. При гидрогеологических исследованиях было установлено, что некоторые более обильные источники имеют и в зимний период повышенную температуру воды — 12—20 °С. Повышенная температура воды обусловлена тем, что вода проникает на глубину, кде согревается. и при быстром выходе на поверхность лишь незначительно охлаждается.

Эти данные свидетельствуют о том, что циркуляция подземных вод в области неовулканитов не связана лишь с самыми верхними частями вулканического комплекса, как предполагалось раньше.

Поскольку вулканические породы представлены скальными породами с третичной водопроницаемостью, вода может выступать на поверхность без того, чтобы произошло более выразительное ее охлаждение лишь по хорошо водопроницаемым зонам.

Указанные данные дали возможность высказать предположение, что в области неовулканитов находятся водопроницаемые зоны нарушения, доходящие до глубины 200—300 м. Вода, циркулирующая по зонам нарушения, может находиться в гидравлической связи с мелкими трещинными системами и с водами, находящимися в порах (прежде всего, в пирокластических породах).

В связи с региональным характером главных линий разлома последние были определены как наиболее перспективные с точки зрения новых

источников подземных вод. В связи с этим, исследования были направлены на их изучение. Были получены интересные результаты.

При проверке гидрогеологического характера зон нарушения самой перспективной оказалась зона нарушения, проходящая по долине речки Нересница, расположенной между городами Зволен и Крупина. Это т. н. Зазривско-Будапештская система разломов, прослеживающаяся выразительнее от долины реки Ревуца, Старых-Гор и далее следует в долину реки Грон, и находит свое продолжение в Крупине. Она тектонически отделяет Бацуровскую депрессию от Малаховско-Льесковского хребта. В окрестностях села Подзамчок выступал источник о дебите 25—30 л/сек. Для проверки наших предположений была здесь пробурена гидрогеологическая скважина. Сильно одводненный разлом был достигнут на глубине 44,10 м — 60 м двумя скважинами а их сумарный дебит был 222 л/сек. Зона нарушения была установлена на расстоянии 5,5 км в области Д. Нивы. Дебит скважин ХС-7 а ДН-1 был 100 л/сек при понижении 20 м.

В будущем намечается использование источника подземных вод для водоснабжения городов Крупина и Зволен и также его соединение с Погронским групповым водопроводом.

Струтурно-геологическое строение обусловливает создание благоприятной гидрогеологической структуры. На севере и северо-востоке выступает в фундаменте Малаховско-Льесковски хребет, образующий в основании неовулканитов поднятие, соединяющееся горами Жьяр и западной частью Словацкого Рудогорья. В южной части, в области села Пльешовце, фундамент выходит на дневную поверхность.

Вулканический комплекс наклонен в строну Бацуровской депрессии и направляет сток подземных вод из области Яворья и части Крупинской-Врховины в Бацуровскую депрессию.

Выразительный пояс нарушений меридионального простирания, т.н. Зазривско-Будапештский разлом, образует ветвь выхода подземных вод. Однако в связи с плитово-монтморилонитовым распадом вулканических пород покровные образования и подземные воды на большой площади просачивались в речку Нересницу.

Следующие две тектонические линии были потверждены на тектоническом контакте вулканических пород с отложениями депрессии.

Западная часть вулканического комплекса Штявницких гор имеет уклон в чайковско-пуканецкую тектоническую впадину, осадочные породы которой образуют практически непроницаемый барьер, направляющий поток вод по тектоническим зонам.

Часть подземных вод проникает в проницаемые отложения депрессии и часть выступает в источниках. Верхняя часть вулканического комплекса снадно выветривается и трещины пород выполнены продуктами выветривания, которые утрудняют возможность выхода пдоземных вод на поверхность. При вскрытии тектонических зон на глубине 50—100 м, кде степень выветривания значительно ниже проихсодит накопление подземных вод.

Запасы этой обводненной зоны являются ограничены и началный дебит скважин резко понижается.

Более интересными с точки зрения гидрогеологии являются структуры взаимного пересечения зон разломов. Подобная структура была вскрыта

скважиной Чайков — кде дебит на самоизливе достигал 30 л/сек. при температуре 18 °С.

Следующая тектоническая зона была обнаружена на тектоническом контакте горного массива Погронский Иновец со златоморавецкой впадиной.

Нижняя часть осадков златоморавецкой впадины образована в основном непроницаемыми породами.

Пестрая свита понта образована глинами, которые чередуются с мощными прослойками песков и галечников постепенно выклинивающихся по направлению к центру бассейна. Подземные воды южной части Погронского Иновца проникают к югу по тектонической зоне до осадков Златоморавецкой впадины. Гидрогеологические скважины размещение в этой области вскрыли эти воды в контактной зоне осадков с вулканитами. Опытные и буровые работы потверждили наличие ресурсов в 200 л/сек. Эксплоатационные запасы были определены в 100 л/сек.

Подземные воды, связанные с зонами нарушений, имеют высокий дебыт а их режим ненаходится под так интенсивным влиянием климатических условий и с точки зрения водоснабждения они перспективны, но встречаются к сожалению довольно редко.

На основании наших данных о геолого-тектонической структуре и гидрогеологических условиях области, можно ожидать в этом районе подземные воды в следующих структурах:

а) в зоне повышенной трещиноватости вулканического комплекса с дебитом скважин — 1—5 л/сек.,
б) в порыстых вулканических породах кде одиночно дебит может достигать 10 л/сек. и больше,
в) в проницаемых тектонических зонах, кде дебит скважин достигает 30—50 л/сек. одиночно и больше 100 л/сек.

Пояснения к рисункам в тексте:

Рис. 1. Дебит гидрогеологических скважин, заложенных в вулканическом комплексе и его ближайших окрестностях до 1967 г.
Рис. 2. Дебит гидрогеологических скважин, расположенных по линиям разломов
Рис. 3. Структурно-тектоническая схема структур разломов, установленных в области центральнословацких неовулканитов. Составил Л. Шкварка, основываясь на данных О. Фусана и др. 1969
1 — геологические формации более древние чем неоген
2 — изогипсы донеогенового основания
3 — тектонические линии
4 — направление течения подземных вод
5 — гидрогеологические скважины
Рис. 4. Гидрогеологическая карта южной части Сланских гор. Составил Л. Шкварка, основываясь на картах Й. Форгача 1965
1 — пироксеновый андезит, водопроницаемый по трещинам
2 — риолиты, водопроницаемые по трещинам
3 — пирокластические породы, водопроницаемые по трещинам и порам
4 — осадочные породы неогена слабо проницаемые до непроницаемых
5 — четвертичные отложения слабо проницаемые
6 — минеральные источники
7 — источники трещинно-пластовых вод
8 — источники, вытекающие по линиям разломов
9 — гидрогеологические скважины

10 — направление течения подземной воды
11 — линии разломов установленные
12 — линии разломов предполагаемые

Рис. 5. Влияние продолжительности времени покоя в скважине на точность измерения температуры в буровой GK — 6 Рыбник
1 — время покоя в скважине 7 дней
2 — время покоя в скважине 20 месяцев

Рис. 6. Карта констатированных геотермических градиентов в глубоких структурных скважинах в обалсти неовулканитов Центральной Словакии
1 — граница вулканического комплекса
2 — острова подстилающих пород, выходящих в вулканическом комплексе
3 — структурная скважина
$\frac{\text{глубина в м, где измерена температура}}{\text{геотермический градиент}}$ $\frac{\text{максимальная измеренная температура}}{\text{геотермический градиент в °C}}$
4 — термальный источник $\frac{\text{дебит в л-сек}}{\text{температура воды в °C}}$
5 — выход термальной воды из скважины
6 — выход термальной воды из горных выработок

Рис. 7. Повышение температуры земной коры с глубиной в области неовулканитов Центральной Словакии, установленное по структурным скважинам

Рис. 8. Повышение температуры земной коры с глубиной в области Банской Штиавницы и Гордуши, установленное по структурных скважинам

Перевод М. Коларжовой

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia
a
inžinierska geológia I

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1974.
Vedecký redaktor: Ing. Eugen Kullman, CSc. Obálku navrhla Viera Miková.

Vytlačili Tlačiarne SNP, n. p., Martin, závod Banská Bystrica písmom Extended. Náklad 750 kusov. Povolené SUKK 1197/I-1973. Tematická skupina 03/9. AH 13,87, VH 14,07. Cena brož. Kčs 28.—