ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0139—7583

SÉRIA

hydrogeológia a inžinierska geológia 5

V. Hanzel — S. Gazda — I. Vaškovský

Hydrogeológia južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1984

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia
a inžinierska geológia 5

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1984

Venované pamiatke
významného slovenského hydrogeochemika

ING. STANISLAVA GAZDU, CSc.

z príležitosti jeho nedožitých päťdesiatych narodenín

1B 107 a
Geologický ústav Dionýza Štúra
KNIŽNICA
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA
43.—
425/1984
1 mapa

ZÁPADNÉ
KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia
a inžinierska
geológia
5

VEDECKÝ REDAKTOR
Ing. EUGEN KULLMAN, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH
RNDr. IGOR MODLITBA, RNDr. VLADIMÍR HANZEL, CSc., RNDr. LADISLAV ŠKVARKA, CSc.,
Ing. STANISLAV GAZDA, CSc.

Schválené na edičnej rade vo februári 1983
Do redakcie predložené v máji 1983
Zadané do tlače v júli 1983

Vladimír Hanzel — Stanislav Gazda — Imrich Vaškovský

Hydrogeológia južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1984

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geol. 5, s. 7—208, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1984

Hydrogeológia južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia

42 obr. v texte, 3 príl., 69 tab., anglické a ruské resumé

Abstrakt. Veľké priestorové rozšírenie kvartérnych sedimentov, predovšetkým glacigénnych a glaciflu-viálnych, v južnej časti Vysokých Tatier a v ich predpolí — v Podtatranskej kotline, vytvára vhodné podmienky pre tvorbu významných zdrojov podzemných vôd. Nemenej významné sú zásoby termálnych vôd v hlboko uložených karbonátoch mezozoika v Popradskej kotline. Niekoľkoročný hydrogeologický výskum územia umožnil získať množstvo informácií o hydrogeologických pomeroch tohto územia, o režime a genéze podzemných vôd. Na týchto poznatkoch je založená i hydrologická bilancia, výpočet prírodných zdrojov podzemných vôd a hodnotenie problémov ochrany podzemných vôd.

Obsah

Úvod (*V. Hanzel*) 9
Prehľad geologických a hydrogeologických prác (*V. Hanzel—S. Gazda—I. Vaškovský*) 10
Fyzikálno-geografické pomery (*V. Hanzel*) 12
Geomorfologické pomery (*I. Vaškovský—V. Hanzel*) 13
Pôdy a rastlinný kryt (*I. Vaškovský—S. Gazda*) 17
Hydrológia územia (*V. Hanzel*) 20
Klimatické pomery (*V. Hanzel*) 22
Geologický vývoj a stavba územia (*I. Vaškovský*) 30
Predkvartérne útvary 30
Kvartérne sedimenty 39
Geologicko-tektonický vývoj 51
Základné hydrogeologické hodnotenie (*V. Hanzel*) 54
Hydrogeologická charakteristika kryštalinika 56
Hydrogeologická charakteristika mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu 61
Hydrogeologická charakteristika ílovcovej a flyšovej litofácie paleogénu 65
Hydrogeologická charakteristika kvartérnych sedimentov 67
Hydrogeochemické pomery (*S. Gazda*) 81
Chemické zloženie podzemných vôd a ich klasifikácia 82
Základné zákonitosti tvorby chemického zloženia 85
Genetické typy podzemných vôd a ich tvorba 89
Rozšírenie a režim minerálnych vôd (*V. Hanzel—S. Gazda*) 107
Režim podzemných vôd (*V. Hanzel—S. Gazda*) 116
Kvantitatívne hodnotenie podzemných vôd (*V. Hanzel*) 132

RNDr. V. Hanzel, CSc., Ing. S. Gazda, CSc., RNDr. I. Vaškovský, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Hydrologická bilancia územia 132
Výpočet prírodných zdrojov podzemných vôd 146
Vzťah podzemných vôd kvartérnych sedimentov k podložiu Podtatranskej kotliny 151
Využívanie podzemných vôd a problémy ich ochrany (*V. Hanzel—S. Gazda*) 159
Súčasný stav využívania vôd 159
Zdroje znečisťovania 161
Ochranná funkcia pôdneho pokryvu 172
Samočistiaca schopnosť horninového prostredia 176
Záver (*V. Hanzel*) 179
Literatúra 183
Anglické resumé 189
Ruské resumé 198

Úvod

Narastajúce požiadavky na pitnú a úžitkovú vodu a zväčšujúce sa nepriaznivé vplyvy ľudskej činnosti na prírodu si vyžiadali komplexné preskúmanie hydrogeologických pomerov južných svahov Vysokých Tatier a ich predpolia, t. j. podstatnej časti územia Tatranského národného parku. V súlade s vykonávacím projektom štátnej výskumnej úlohy „Základný hydrogeologický výskum SSR" uskutočňoval Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave v rokoch 1971—1979 pod vedením V. HANZELA základný hydrogeologický výskum Vysokých Tatier a ich južného predpolia. Výskum bol ukončený záverečnou správou v roku 1979 (V. HANZEL et al. 1979).

Cieľom výskumu bolo hydrogeologicky zhodnotiť predovšetkým kvartérne sedimenty, mezozoikum, čiastočne kryštalinikum a paleogén, vymedziť hydrogeologické štruktúry, kvantitatívne a kvalitatívne v nich zhodnotiť prírodné zdroje podzemných vôd a poukázať na problémy ich ochrany.

Hydrogeologický výskum nadväzoval na poznatky výskumu geologického i na hydrogeologické poznatky o tomto území získané do roku 1970.

Zložitosť a náročnosť riešených problémov si vyžiadala použiť celú škálu geologických a hydrogeologických metód, metód príbuzných vedných disciplín i aktívnu účasť mnohých špecialistov a organizácií (Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina; Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves; Geofyzika, n. p., závod Bratislava; Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava; Výskumný ústav pôdoznalectva a výživy rastlín, Bratislava, výskumná stanica Banská Bystrica).

Práce hydrogeologického výskumu vychádzali z rozsiahleho hydrogeologického mapovania celého územia v mierke 1:25 000, ktorého súčasťou bolo i opakované hydrometrovanie povrchových tokov.

Pre spoznanie priestorového rozšírenia kvartérnych sedimentov, ich vzájomného vzťahu s predkvartérnymi útvarmi a pre spoznanie podložia paleogénnej výplne Podtatranskej kotliny boli vykonané pod vedením J. Májovského geofyzikálne merania (Geofyzika, n. p., závod Bratislava).

Počas výskumu sa sústavne pozoroval režim odtoku vôd z územia. Na povrchových tokoch vystupujúcich z územia bolo vybudovaných 18 merných objektov vybavených limnigrafmi. Pozorovaciu sieť tvorili ďalšie tri stanice štátnej pozorovacej siete. Pozorovanie zabezpečoval Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, so svojimi pobočkami v Košiciach a v Žiline.

Na objasnenie geologických pomerov, spoznanie charakteru zvodnenia kvartérnych sedimentov a ich vzťahu s predkvartérnym podložím bolo odvŕtané 8 hydrogeologických vrtov o hĺbkach od 14,0 m do 441,0 m a 2 mapovacie geologické vrty. Na všetkých hydrogeologických vrtoch sa zaviedlo sústavné pozorovanie režimu hladiny podzemných vôd.

Nedostatok poznatkov o litológii, stratigrafii a rozšírení kvartérnych sedimentov vyžadoval v priebehu hydrogeologického výskumu venovať veľkú pozornosť geologickým pomerom kvartérnych sedimentov; túto prácu vykonával I. Vaškovský

spolu s E. Vaškovskou. Geologicky zhodnotil mezozoikum navŕtané hydrogeologickými vrtmi M. Polák.

Dôležitý bol výskum chemického zloženia a kvalitatívnych vlastností podzemných vôd, ktorému sa venoval S. Gazda.

Pre posúdenie ochrannej funkcie pôdneho pokryvu urobil v území podrobné pedologické štúdium V. Linkeš z Výskumného ústavu pôdoznalectva a výživy rastlín, výskumná stanica v Banskej Bystrici.

Množstvo údajov z niekoľkoročného pozorovania odtoku vôd spracovala M. Kazmuková vo výpočtovom stredisku IGHP, n. p., Žilina.

Geologicky i technicky náročné vrtné práce vykonal Geologický prieskum, n. p., závod Spišská Nová Ves.

V priebehu záverečného spracovávania tejto publikácie zomrel jeden zo spoluautorov — Stanislav Gazda. Je to jedna z posledných prác, na ktorej intenzívne spolupracoval až do svojej smrti, preto ju venujeme jeho pamiatke.

Prehľad geologických a hydrogeologických prác

Vysoké Tatry majú v geológii význačné postavenie, a preto im už v minulosti venovali pozornosť mnohí geológovia.

Z najstarších prác, z ktorých mnohé sú doplnené geologickými mapami a profilmi, treba spomenúť aspoň práce týchto autorov — L. Zejsner (1851), A. Boué (1830), D. Štúr (1860) a ďalší. Podrobný prehľad prác o Vysokých Tatrách do roku 1929 podáva W. Nechay. Význačná je práca P. Rabowského z roku 1938 — je to tektonická analýza celého kryštalinika Tatier. Mnohé jeho poznatky sú doposiaľ platné.

V povojnovom období je cenná predovšetkým práca M. Turnau-Morawskej (1948) o chemickom zložení granitoidných hornín.

Systematickým výskumom kryštalinika obzvlášť Západných Tatier sa zapodieval z poľskej strany najmä A. Michalik (1950—1955). Skúma predovšetkým rozmiestnenie granitoidných hornín, ktoré delí na tri typy; neskôr ich na našom území akceptoval A. Gorek (1954—1959). Podrobný geologický výskum mezozoika, hlavne v oblasti Belianskych Tatier a skupiny Širokej, urobil D. Andrusov (1950, 1954, 1959); na tomto základe bola zostavená i geologická mapa 1:200 000. K ďalšiemu poznaniu stratigrafických a tektonických sedimentárnych sérií prispeli autori — M. Turnau-Morawska (1957), E. Passendorfer (1957), Z. Kotański (1958, 1961), K. Borza (1954, 1957, 1959) atď.

Systematickým výskumom celého kryštalinika sa od roku 1949 zaoberá A. Gorek (1950, 1954, 1959).

Geologickým výskumom vnútrokarpatského paleogénu sa zaoberal F. Chmelík (1958, 1963), A. Matějka (1927, 1935), Z. Roth (1938). V poslednom období komplexne zhodnotil paleogén predpolia Vysokých Tatier P. Gross et al. (1980) v rámci geologického výskumu Liptovskej kotliny.

Zaľadnením Tatier sa zaoberal hlavne J. PARTSCH (1923), E. ROMER (1929), B. HALICKI (1930), J. SZAFLARSKI (1937) a iní.

Kvartérnymi sedimentmi, ale hlavne geomorfológiou južných svahov Vysokých Tatier sa zaoberá M. KLIMASZEWSKI (1950—1951), J. KOŠTIALIK (1958), J. KSANDR (1954), ale najmä M. LUKNIŠ (1956—1959), ktorý komplexne zhodnotil reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia (1973) a zostavil geomorfologickú mapu Vysokých Tatier v mierke 1:50 000 (1968).

Vyčerpávajúci prehľad o geologických prácach z Vysokých Tatier a ich predpolia do roku 1962 je spracovaný vo Vysvetlivkách k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, listy Vysoké Tatry a Banská Bystrica.

Z hydrogeologického hľadiska nebola Vysokým Tatrám a priľahlej časti Popradskej a Liptovskej kotliny ako celku donedávna venovaná väčšia pozornosť. Lokálne sa robili menšie prieskumné práce, sústredené iba v blízkosti osídlených oblastí, ich cieľom bolo zabezpečiť zdroje vody pre miestne zásobovanie.

Jednou z najstarších je práca A. MATĚJKU (1928). Autor na základe geologického zhodnotenia posudzuje ochranu zachytených prameňov v Studenej doline pre ústav v Dolnom Smokovci.

Rozsiahlejšia je práca O. HYNIEHO (1931) o hydrogeologických pomeroch. Formou štúdie podáva geologicko-hydrogeologické posúdenie pre projekt podtatranského skupinového vodovodu.

V roku 1956 O. DUB vypracoval štúdiu o hydrologickom režime južného svahu Vysokých Tatier, zameranú na posúdenie návrhu možnosti odviesť vody z povodia Popradu do povodia Hornádu.

Príčiny vysychania Skalnatého plesa analyzoval D. ANDRUSOV (1953).
O. HYNIE (1955) hodnotil výsledky hydrogeologického prieskumu glacifluviálnych sedimentov v údolí Studeného potoka.

V rámci budovania štátnej pozorovacej siete v povodí Popradu zhodnocuje M. ŘÍHA (1961) hydrogeologické vrty v predpolí Vysokých Tatier, a to vo Svite i nad Mlynčekmi, v Strážach pod Tatrami, v Kežmarku a v Poprade; Ľ. ONDZÍKOVÁ (1964) doplňuje hodnotenie o hydrogeologické vrty v Batizovciach, Gerlachove, Spišskej Teplici, Veľkom Slavkove, Spišskej Belej, Bušovciach, t. j. v glacifluviálnych sedimentoch predpolia Vysokých Tatier.

Výsledky hydrogeologického prieskumu fluviálnych sedimentov Velického potoka a priľahlej časti rieky Poprad hodnotí vo svojej práci J. FRANKOVIČ (1963).

Niekoľko posudkov bolo vypracovaných pre výstavbu a zabezpečenie zdrojov vody pre rôzne objekty skúmaného územia (F. GOMOLČÁK 1968, J. OSLANEC 1967 atď.).

Prvú ucelenejšiu predstavu o hydrologických pomeroch celého Tatranského národného parku i s vodnou bilanciou územia podáva J. PACL (1968, 1973).

Najviac prác pojednáva o hydrogeologických pomeroch riečnych sedimentov. Najucelenejší obraz o hydrogeologických pomeroch poriečnej nivy Popradu v celom jeho úseku na území SSR podáva M. HALUŠKA et al. (1968), ktorý vyčlenil šesť samostatných hydrogeologických oblastí a vyčíslil zásoby podzemných vôd.

A. PORUBSKÝ (1971) hodnotí vhodnosť poriečnej nivy Popradu pre získanie vodných zdrojov na základe najnovších prác prieskumných organizácií.

Rozšírením, režimom i chemickým zložením minerálnych vôd v oblasti Vysokých Tatier sa zaoberá Ľ. Melioris—K. Hyánková (1971).

Čiastočne sa hodnotením hydrogeologických pomerov kvartérnych sedimentov vo východnej časti Liptovskej kotliny zaoberá A. Tužinský et al. (1971).

V roku 1972 Ľ. Rusina et al. robia v okolí Veľkej Lomnice hydrogeologický prieskum, súčasťou ktorého bolo odvŕtanie troch hydrogeologických vrtov na zabezpečenie vody pre mliekáreň.

Stručne hodnotí hydrogeologické pomery predpolia Vysokých Tatier F. Gomolčák (1973) v textových vysvetlivkách k inžiniersko-geologickým mapám v mierke 1:25 000, k listom Vysoké Tatry, Veľká Lomnica a Štrbské Pleso.

Prvé ucelené zhodnotenie hydrogeologických pomerov záujmového územia bolo urobené pre Základnú hydrogeologickú mapu v mierke 1:200 000, list Poprad (V. Hanzel et al. 1974) a list Žilina (M. Zakovič—V. Hanzel 1976). Na toto zhodnotenie nadväzovali ďalšie práce — Vodohospodársko-hydrogeologická mapa 1:200 000 povodia rieky Poprad a Dunajec (V. Hanzel 1976); hydrogeologické pomery východnej časti Liptovskej kotliny ako súčasť regionálneho geologického výskumu tohto územia (V. Hanzel in P. Gross et al. 1978) atď. Hydrogeochemické pomery kryštalinika a kvartérnych sedimentov Vysokých a Západných Tatier stručne zhodnotili autori S. Gazda—V. Hanzel—K. Hyánková—L. Melioris (1979).

Rôznymi hľadiskami znečisťovania a ochrany podzemných a povrchových vôd skúmaného územia sa zaoberajú autori E. Dubovský (1973), O. Pišoft—M. Gambatý (1974), F. Pastorek—I. Kravec (1974), J. Baller (1975), K. Brys (1975), J. Jasovský (1975), M. Berta et al. (1977), P. Jech (1978), M. Ertl (1978), F. Benčať et al. (1978) a M. Sýkora (1980). Problematika ochrany podzemných vôd Tatranského národného parku z hľadiska existujúcich hydrogeologických a geochemických pomerov bola súhrnne spracovaná v práci S. Gazdu—V. Hanzela (1978).

Fyzikálno-geografické pomery

Skúmané územie je na západe ohraničené rozvodnicou potoka Hybica, na severe hlavným hrebeňom Vysokých Tatier, t. j. rozvodnicou rieky Poprad, a na severovýchode rozvodnicou Belianskeho potoka. Východné, južné a juhozápadné ohraničenie tvorí rieka Poprad v úseku Spišská Belá—Kežmarok—Poprad—Svit—Tatranská Štrba a cesta Važec—Východná—Hybe (príl. 1).

Územie tvoria dva orografické celky — Tatry a Podtatranská kotlina. Podľa nového geomorfologického členenia SSR (E. Mazúr—M. Lukniš 1980) sa skúmané územie člení na nasledovné geomorfologické jednotky (obr. 1):

1. Tatry, z ktorých sem patrí časť Východných Tatier, a to Vysoké Tatry;
2. Podtatranská kotlina, z nej
   a) Tatranské podhorie,
   b) Popradská kotlina s Popradskou rovinou, Štrbskou pahorkatinou, Lomnickou pahorkatinou a Kežmarskou pahorkatinou,
   c) Liptovská kotlina s Hybianskou pahorkatinou.

Geomorfologické pomery

Podľa charakteru reliéfu sa na skúmanom území kontrastne vydeľujú dve časti: severná (vysokohorská), reprezentovaná južnými svahmi Vysokých Tatier, a južná (vnútrokotlinová), zahrňujúca severnú časť Podtatranskej kotliny, tzv. južné predpolie Vysokých Tatier. Hranica medzi uvedenými časťami je zdôraznená aktívnym hlbinným podtatranským zlomom (D. Štúr 1860). Základný priebeh zlomu je v podstate v smere Z—V, ktorý sa približne na Hrebienku mení na smer JZ—SV. Zvýraznenie strmosti zlomového ohraničenia medzi pohorím a plochejším dnom kotliny sa väčšinou zastiera hrubými akumuláciami glaciálnych sedimentov a úpätných sutín.

Skúmané južné svahy, ako časť Vysokých Tatier, v štruktúrnotektonickom zmysle predstavujú najvyššie vyzdvihnutú hrasť v strednej Európe; nachádza sa v systéme megaantiklinória Západných Karpát. Hlavný hrebeň Vysokých Tatier, ktorý, ako sme už skôr uviedli, predstavuje severné ohraničenie skúmanej vysokohorskej časti, je oblúkovite vyklenutý na juh, jeho dĺžka je približne 26,5 km. Hrebeň na Z začína Svinicou (2300 m) a končí sa Jahňacím štítom (2229 m). Mnohé končiare na tomto hrebeni dosahujú výšku medzi 2400 a 2500 m n. m. Najvyššími končiarmi na ňom sú: Ľadový štít (2627 m), Lavínový štít (2606 m) a Západná Vysoká (2560 m). Stredná výška hlavného hrebeňa dosahuje 2279 m, stredná výška vrcholov 2357 m a stredná výška sediel 2179 m.

Vysoké Tatry sú pohorím s charakteristickou asymetrickou stavbou. Je to zvýraznené okrem iného aj rozmiestnením najvyšších bodov tatranských vrcholov (štítov) na rázsochách južných svahov (Gerlach 2654 m n. m., Lomnický štít 2634 m n. m., Ľadový štít 2628 m n. m., Kriváň 2496 m n. m. atď.). Štíty a dlhé rázsochy sa obyčajne striedajú s hlbokými dolinami (trógmi).

Sklony svahov jednotlivých dolín a plôch rozsiahlych ľadovcových morén sa v pásme lesa (od izohypsy 1000 m po hornú hranicu lesa) pohybujú v rozmedzí 3°08′ až 48°13′, s priemernou hodnotou 18°40′. Plocha nad hornou hranicou lesa vo Vysokých Tatrách reprezentuje 13 628 ha, z čoho 3082 ha pokrýva kosodrevina. Priemerné extrémne sklony svahov sa tu pohybujú v rozmedzí 5°55′—55°00′ s maximálnou frekvenciou (75 %) svahov so sklonmi 25°—50° a priemernou hodnotou 30°37′.

Južné svahy Vysokých Tatier sú po stránke petrografickej jednotvárne, prevažne budované granitoidmi; na menších plochách sú kryštalické bridlice, preto ich makroformy reliéfu sú veľmi podobné. Podrobnejšie stvárňovanie reliéfu by sa vzhľadom na jednotvárnosť petrografického zloženia zdalo tiež monotónne, avšak v skutočnosti je neobyčajne pestré, miestami až divoko rozčlenené. Predpoklad pre detailnejšiu členitosť reliéfu vytvárajú rôzne systémy puklín, zvlášť smeru SZ—JV a SV—JZ, na ktorých sa vytvárajú bizarné skalné formy (veže, štíty, ihly, skalné steny, komíny a pod.), ktoré pozorujeme napr. na štítoch: Lomnickom, Ľadovom, Jahňacom, Gerlachu atď. Okrem uvedených systémov puklín významnú ulohu v podrobnejšom stvárňovaní zohrávajú aj mylonitové zóny, na ktoré sa zvyčajne viažu sedlá, skalné ryhy a rôzne iné depresie (napr. na rázsoche Soliska, Ostrej Veže, vytvorenie časti Suchej doliny, záver karu Furkotskej doliny a ďalšie).

S vývojom a aktivitou podtatranského zlomu na južnom ukončení svahov rázsoch medzi dolinami tatranských potokov veľmi úzko súvisí vytváranie typických facetových plôch trojuholníkového tvaru, so sklonom do 37°. Vystupujú, ako uvádza M. Lukniš (1965, 1973), do rôznych výšok 2000—2200 m a sú obyčajne pokryté balvanmi.

Morfologická tvárnosť južných svahov Vysokých Tatier je výsledkom dlhodobého viacetapového zložitého vývoja, ktorý podmienili geologicko-tektonické a reliéfotvorné činitele ovplyvňované klímou. Základné obrysy pohoria sú odrazom ich vývoja počas neogénu, najmä pliocénu. Vtedy sa uplatňovali dosť výrazne tektonické pohyby vyjadrené diferencovanými zdvihmi. Reliéfotvorné činitele pôsobili v podmienkach subtropickej klímy. Najintenzívnejšie vtedy pôsobila riečna činnosť a zvetrávacie procesy.

Zvyšky predkvartérneho reliéfu vo Vysokých Tatrách — ako uvádza M. Klimaszevski (1959, 1962), J. Partsch (1923), F. Vitásek (1924, 1931), M. Lukniš 1973) — sa zachovali vo forme neveľkých plošín alebo plošiniek, napr. na východnej stráni Lomnického štítu, na Slavkovskom štíte, nad trógom Mlynickej doliny atď. Pod samotným hlavným hrebeňom sa nachádzajú aj zvyšky tzv. predglaciálnych (starších) dolín, ktoré zasiahli najďalej do samotného pohoria; činnosťou ľadovcov boli premodelované na kary alebo karové plošiny.

Na predkvartérny morfologický vývoj južných svahov Vysokých Tatier veľmi úzko nadväzuje ich vývoj počas kvartéru. I v ňom sa prejavuje vplyv nerovnomerných tektonických pohybov a denudačných procesov v podmienkach klimatických zmien. Výsledkom týchto činiteľov je pretváranie predchádzajúcich foriem alebo vytváranie nových akumulačných, resp. eróznych foriem.

K najcharakteristickejším črtám morfologického vývoja Vysokých Tatier počas kvartéru patria prejavy intenzívnej činnosti vysokohorských ľadovcov na nezaľadnených plochách periglaciálnych procesov. Nemalá úloha pripadá aj fluviálnej činnosti.

V pleistocéne boli Vysoké Tatry niekoľkokrát zaľadnené. Podľa morén sa dosiaľ odlišujú 3—4 zaľadnenia (E. Romer 1929, B. Halicki 1930, Szaflarski 1937). V novších prácach uvádza M. Lukniš (1968, 1973) doklady troch pleistocénnych zaľadnení Vysokých Tatier, z ktorých najrozsiahlejšie bolo riské.

Viackrát opakovaná činnosť ľadovcov vtisla reliéfu zvláštny ráz. V pramenných oblastiach predglaciálneho reliéfu Vysokých Tatier sa činnosťou ľadovcov vytvárali široké, skalnými zrázmi z troch strán ohradené glaciálne kary rozličných tvarov. Takmer všetky doliny na južných svahoch majú pomerne strmo sklonené dná, ktoré pokrývali ľadovce. V zadných častiach dolín sa vytvorili rozsiahlejšie kary, ktoré sa nachádzajú vo výškach 1700—2000 m n. m. Sneh sa hromadil v kotloch, tu sa postupne pretváral na firnový ľad a ľadovcový ľad, ktorý sa presúval do dolín vo forme ľadovcových splazov. Ľadovce dosahovali hrúbku 250—300 m, posúvali sa na rôzne vzdialenosti hlboko pod snežnú čiaru.

Na svojej ceste ľadovcové splazy eróziou prehlbovali a rozširovali doliny do typických korytových ľadovcových dolín (trógov). Na miestach sútokov ľadovcov sa zvyšovala ich erózna schopnosť — tu podtínali menšie doliny, takže dnes tam môžeme pozorovať typické visuté doliny s charakteristickými skalnými stupňami

(napr. Malá Studená dolina, Obrovský vodopád). Podobné stupne sa tvorili aj pod kotlami.

Materiál, ktorý ľadovce na svojej ceste vyerodovali, alebo do nich napadal, bol takto prenášaný na rôzne vzdialenosti, často aj pod snežnú čiaru, kde sa potom ukladal. Všeobecne sa vytváralo viacero typov morén: koncové, bočné, dnové, ústupové atď. Najčastejšie sú koncové morény. Typicky morénový reliéf si zachovali morény posledného zaľadnenia. Mohutnejšie ľadovce sa vytvorili v Kôprovej doline, Mlynickej, Mengusovskej, Studenovodskej doline. Všeobecne na území Vysokých Tatier, ako uvádza M. Lukniš (1973), bolo asi 33 ľadovcov dolinného typu. Ľadovce na južnom úbočí svahov Vysokých Tatier prenikali aj na severnú vnútrokotlinovú časť Podtatranskej kotliny a vytvárali morény.

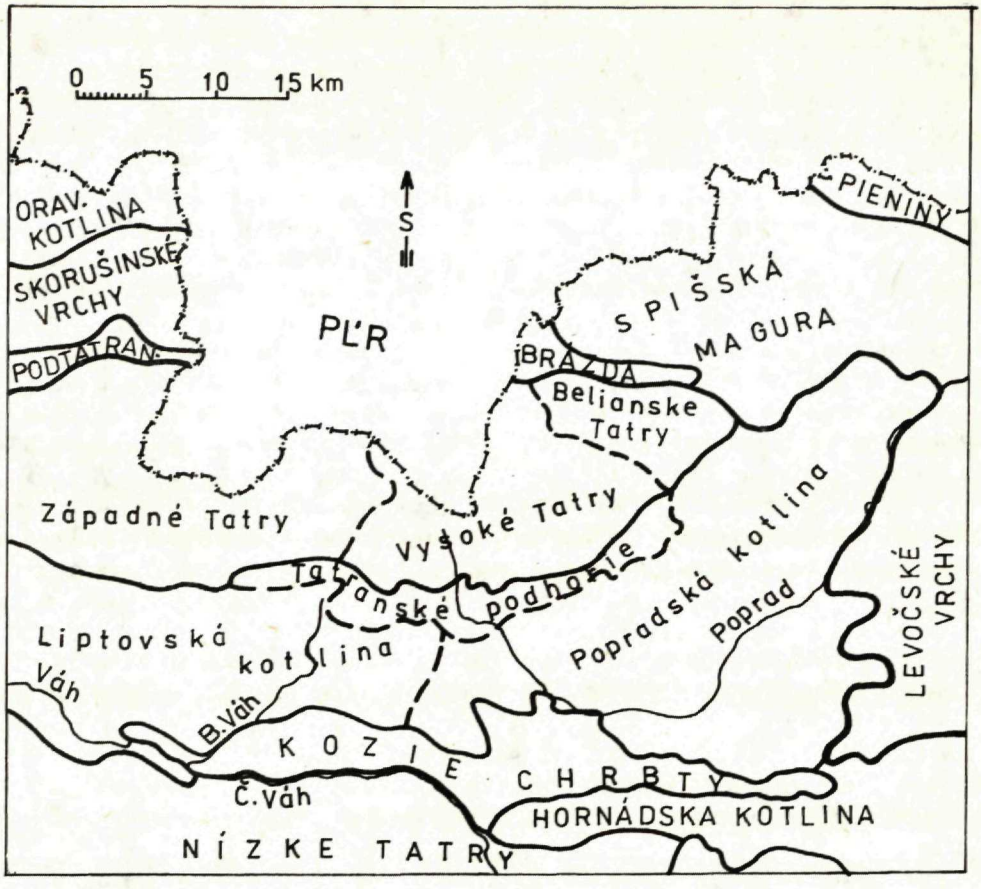
Význačným úkazom ľadovcovej činnosti vo Vysokých Tatrách sú jazerá. V podstate rozlišujeme tri typy jazier: vyhĺbené (karové), hradené (morénové — teraz je ich málo, väčšinou zanikli) a výtopiskové (najtypickejšie je Štrbské pleso).

Nezaľadnené plochy vo Vysokých Tatrách boli v dosahu periglaciálnych procesov, ktoré pôsobili nielen počas glaciálov, resp. štadiálov, ale aj v čase ústupu ľadovcov. Aj v súčasnosti sa pôsobenie týchto procesov sústreďuje nad hornú hranicu lesa. Charakteristické pre tieto procesy je intenzívne mrazové zvetrávanie (gelivácia), mocná soliflukcia na svahoch. Produktami mechanického zvetrávania sú najmä skalné moria rozšírené hlavne na kryštalickom jadre nad hornou hranicou lesa. Rozrušený materiál neostáva na mieste, ale najčastejšie padá do skalných rýh a úžľabín, z ktorých vychádzajú dejekčné kužele alebo sa tvoria úšusty na úpätiach skalných stien. Často zasiahli úšusty aj jazerné panvy a sčasti alebo aj úplne ich zasypali. Nad hornou hranicou lesa sa sústreďuje aj tvorba štruktúrnych pôd — kamenité polygóny, kamenné vence, brázdne pôdy, tufury atď.

Pri súčasnom stvárňovaní reliéfu sa pomerne intenzívne prejavuje aj činnosť lavín. Soliflukčné procesy majú hlavný podiel na premiestňovaní materiálov.

Ďalším kontrastne sa vydeľujúcim elementom reliéfu na skúmanom území je Podtatranská kotlina. V zmysle regionálneho geomorfologického členenia (E. Mazúr—M. Lukniš 1980) sa v tejto kotline vyčleňujú nasledujúce podcelky: 1 — Tatranské predhorie, 2 — Popradská kotlina, 3 — Liptovská kotlina. Tieto sa ďalej rozčleňujú na rajóny (obr. 1).

Tatranské predhorie tvorí nerovnako široký pás pozdĺž južného úpätia Vysokých Tatier, smerom na západ na kratšiu vzdialenosť pokračuje pod Západnými Tatrami. Pás sa rozkladá vo výškach od 870 do 1500 m n. m. Stredná výška je 1100 m n. m. Na severe je ohraničené podtatranským zlomom a na juhu, oproti nižšie položeným častiam kotliny, pomerne výrazným strmým svahom. Predpolie nie je súvislé, ale je rozčlenené hlavne potokmi vytekajúcimi z pohoria. Tvoria ho najmä mohutné akumulácie bočných a čelných morén niekoľkých štadiálnych oscilácií posledného zaľadnenia, miestami kopčekovité morény, prípadne prehĺbeniny s jazerami a rašeliniskami. Morénové akumulácie tvoria mohutné bašty okolo 100 m hrubé. Okrem glacigénnych sedimentov sa tu nachádzajú aj sutinové uloženiny zvlečené svahovými procesmi z pomerne strmých svahov južnej úboče Tatier. Iba na niekoľkých miestach vystupujú predkvartérne horniny. Predpolie má



Obr. 1 Geomorfologické členenie územia (podľa E. Mazúra—M. Lukniša 1980).

veľký ekonomicko-spoločenský význam, pretože sa najčastejšie na ňom koncentruje výstavba komunikácií, sanatórií atď.

Ďalším geomorfologickým podcelkom skúmaného územia je Popradská kotlina, predstavujúca výraznú depresiu zaklesnutú medzi Vysoké Tatry, Levočské vrchy a Spišskú Maguru. Jej ohraničenie má prevažne zlomový charakter. Asymetricky preteká kotlinou rieka Poprad, ktorú tatranské bystriny zatláčajú stále na juh a juhovýchod. Prevažnú časť kotliny pokrývajú zvyšky rôzne starých glacifluviálnych kužeľov, ktorých konce rieka Poprad upravila do riečnych terás. Akumulácie tatranských tokov sú vrezané do prevažne ílovcového paleogénneho podložia, zaradené do štyroch, resp. piatich stupňov nad sebou. Medzi nimi miestami vystupujú ploché chrbty na flyši. Obačajne sa na chrbtoch a ich svahoch vyvinula pomerne rozvetvená sieť úvalín, v ktorých je pokryv ílovcových sutín. Na dne kotliny, v tektonicky poklesnutejších častiach, sa vyvinuli pomerne nízke pahorkatiny: Lomnická, Kežmarská a o niečo vyššie postavená Štrbská pahorkatina.

Najnižšie položenou časťou v kotline na skúmanom území je tzv. Popradská rovina, ktorú v podstate reprezentuje poriečna niva rieky Poprad, zahĺbená do flyšového podložia, široká do 1 km.

Geomorfologický podcelok Liptovská kotlina je vlastne plynulým pokračovaním Popradskej kotliny cez Štrbskú pahorkatinu („štrbské rozvodie"). Podobne ako Popradská kotlina, aj táto kotlina predstavuje výraznú subsekventnú tektonickú depresiu. Z hľadiska štruktúrno-morfologického sa pri tvorbe reliéfu kotliny okrem okrajových pozdĺžnych zlomov významne prejavili hlavne v skúmanej oblasti aj priečne zlomy. V priestore medzi Belou a Hrádkom (1138 m), na severnom a západnom obvode Hrubého Grúňa (965 m n. m.) zhruba v rozsahu Hybianskej pahorkatiny na subhorizontálne ležiacich vrstvách paleogénu si potoky vyhĺbili nehlboké doliny, často so strmými svahmi až kaňonmi (kaňon Hybice). Povrch chrbtov medzi jednotlivými tokmi je spestrený sieťou suchých úvalín, potom zvyškami kremencových balvanov. Nachádzajú sa tu tiež fluviálne a glacifluviálne kužele. Glacifluviálne kužele sú terasovite usporiadané. Glacifluviálne kužele posledného zaľadnenia úzko nadväzujú na koncové morény.

Pôdy a rastlinný kryt

Pôdy na skúmanom území majú regionálne črty a svojrázny charakter zastúpenia pôdnych predstaviteľov (pôdnych typov, subtypov a variet), čo je podmienené rôznou geologickou stavbou, bohatstvom geomorfologickej členitosti, rozdielnymi klimatickými pomermi atď. Pôdny rad sa tu vyznačuje pásmovitosťou s regionálnymi zvláštnosťami smerom od Podtatranskej kotliny na južné svahy Vysokých Tatier. Za bližšie poznanie pôd na skúmanom území vďačíme podrobnejšiemu pôdoznaleckému prieskumu Výskumného ústavu pôdoznalestva a výživy rastlín, ktorý tieto poznatky zovšeobecnil a doplnil o niektoré špecifické charakteristiky (V. Linkeš 1980). Vychádzame z údajov V. Linkeša a opis pôdnych predstaviteľov na území obmedzíme len na základné charakteristiky, ktoré pomôžu objasniť stav kvality podzemných vôd, resp. poukázať na možnosti znečistenia pri aplikácii priemyselných hnojív alebo aj iných prostriedkov používaných pri intenzifikácii poľného a lesného hospodárstva.

Nivné pôdy a lužné pôdy (čiernice) sú mladé pedologické útvary. Na skúmanom území sa ich výskyty sústreďujú v Podtatranskej kotline, hlavne na poriečne nivy Váhu, Popradu a ich prítoky, potom na okrajové časti vnútrokotlinových pahorkatín. Nivné pôdy sú zrnitostne hodne skeletnaté, kyslejšie, s humusovým horizontom 10—60 cm, s hodnotami sorpčnej kapacity okolo 20 mval na 100 g. Zastúpené sú štyrmi subtypmi: rambla, nivná pôda typická, karbonátová a glejová. Lužné pôdy majú viacej ílovitých častíc s hrubým tmavosivým až čiernym humusovým horizontom, s pomerne vysokým obsahom humusu a výraznou prevahou humínových kyselín. Podľa intenzity vplyvu podzemných vôd sú rozdelené do dvoch subtypov: lužná pôda (čiernica) typická so sorpčným komplexom vysoko nad 75 a glejová so sorpčným komplexom 35—45 mval na 100 g. K týmto mladým pedologickým útvarom patria aj rašelinové pôdy. Nachádzajú sa tu s pomerne malými plošnými

rozsahmi, roztrúsené v Podtatranskej kotline i v Tatranskom podhorí. Pôdy sa vyznačujú vysokým obsahom organickej hmoty (väčšinou nad 80 % spáliteľných látok), vysokými hodnotami sorpčnej kapacity (nad 60 mval na 100 g).

Plošne najrozšírenejším pedologickým útvarom sú na skúmanom území hnedé pôdy. Ich výskyty sa sústreďujú na pahorkatinné stupne hlavne v Popradskej kotline, predovšetkým na sedimentoch paleogénu. Všeobecne sa tieto pôdy vyznačujú hlbším pôdnym profilom 30—60 cm, prevažne na zvetralinách silikátových hornín. V podstate sa rozlišujú 4 subtypy: 1 — kyslé a podzolované hnedé pôdy s hrubším skeletom, na ktorom sú povlaky humusu, so silne kyslou pôdnou reakciou pod 4,5 pH, okolo 8 % humusu, obyčajne sú vyvinuté na zvetralinách glacifluviálnych sedimentov; 2 — typické hnedé pôdy so slabokyslou a kyslou pôdnou reakciou, sú väčšinou na flyšových zvetralinách; 3 — hnedé pôdy oglejené na paleogénnych ílovitých bridliciach, kde vody pomalšie presakujú a v pôdnom profile stagnujú, sú slabo kyslé až kyslé, s obsahom humusu okolo 6 %; 4 — hnedé pôdy tmavé vyvíjajú sa na karbonátových flyšových horninách, nie sú zamokrené, iba miestami sú podmáčané, značne hydromorfné, obsah humusu je 6 %, sorpčný komplex je nasýtený.

Ilimerizované pôdy, pseudogleje a gleje sú prevažne rozšírené na pahorkatinách Podtatranskej kotliny, na hlinitých zvetralinách paleogénu a na silne zvetraných starších glacifluviálnych kužeľoch. Tieto pôdy sa vyznačujú pomerne hlbokým pôdnym profilom s vytvoreným iluviálnym horizontom. Obyčajne na nich, po jarnom topení snehu alebo po dažďoch, povrchové vody stagnujú, prípadne po mierne naklonenom povrchu pomaly stekajú a presakujú do iluviálneho horizontu, do hĺbky asi 20 cm. Pôdy majú všeobecne charakter ťažkých pôd, v spodnejších častiach sú ílovitohlinité, zakolmatované jemnejšími zrnami. V týchto častiach je kumulovaná voda, ktorá len ťažko presakuje. Pôdy sú mierne kyslé až kyslé (4,5—5 pH), obsah humusu v ornici 3—4 %, sorpčná kapacita je pomerne vysoká (20—30 mval na 100 g).

Ďalším pôdnym typom vyskytujúcim sa na skúmanom území sú rendziny a pseudorendziny s neveľkým plošným rozšírením lokalizovaným na mezozoické ostrovy Hrubý Grúň, Hrádok, Tri studničky atď. Tieto pôdy sa vyznačujú pomerne hlbokým pôdnym profilom. Vyvinuté sú na karbonátových horninách a ich sutinách; v prípade prímesí silikátových hornín vznikali pseudorendziny. Rendziny tvorí úlomkovitý materiál — ílových častíc je málo. Rendziny sú zvlášť hojne vyvinuté v Belianskych Tatrách. V nadmorských výškach nad 800 m sa vyznačujú kyslou reakciou humusového horizontu, na nedevastovaných plochách veľkým množstvom organickej hmoty (nad 15 % humusu) s vysokou maximálnou sorpčnou kapacitou. Pod humusovým horizontom (10—40 cm) je často zvetralina karbonátovej horniny s hlinitou prímesou s vysokým obsahom uhličitanu vápenatého a neutrálnou až alkalickou reakciou.

Na vyšších elementoch reliéfu, počnúc od úpätia Tatranského podhoria v pokračovaní na južné svahy Vysokých Tatier, prakticky až na ich vrcholové časti, sa medzi surovými pôdami nachádzajú podzoly. Ich vlastnosti sú výrazne podmienené substrátom zvetraných granitov, granodioritov, migmatitov, miestami aj kremencov; sú veľmi úlomkovité, majú hodne štrku, úlomkov, hrubozrnných

pieskov. Podzoly majú veľmi charakteristickú stavbu pôdneho profilu, ktorý pozostáva z veľmi nápadného iluviálneho horizontu v hĺbke pod 15—50 cm, nachádzajúceho sa na veľkých plochách aj pod hrubo úlomkovitou akumuláciou, často bez prítomnosti súvislejšieho humusového horizontu. Vo vrchnej časti profilu týchto vôd sa nachádza často surový humus, pod ktorým sú vybielené zrnká kremeňa, a nižšie železitý iluviálny horizont. Ak je v iluviálnom horizonte viac než 6 % humusu, ide o humusovoželezité podzoly, ak menej, sú to typické podzoly. Prvý subtyp podzolov sa nachádza najčastejšie na podtatranskom predpolí a druhý je vyššie. Spoločným znakom obidvoch subtypov podzolov je, že sú veľmi priepustné pre vodu, majú výrazne kyslú pôdnu reakciu 3 pH; maximálna sorpčná kapacita v humusovom horizonte je vysoká až veľmi vysoká (20 až 45 mval na 100 g) a v iluviálnom horizonte, s výraznou akumuláciou voľných amorfných kysličníkov Fe, Al a nízkomolekulárnych organických látok, je sorpčná kapacita až 50 mval na 100 g.

Poslední pôdni predstavitelia na skúmanom území sú rankery a surové pôdy. Tieto pôdy sa nachádzajú na vrcholovej časti južných svahov Vysokých Tatier nad hornou hranicou lesa. Začlenené sú spolu, počnúc od horniny pokrytej lišajníkmi a machmi, sutinami a nevyvinutým pôdnym profilom. Pôdy majú spravidla len náznaky humusového horizontu, obyčajne v drvine. Obsah skeletu je nad 75 %, na silikátových substrátoch sú označené ako subtyp surovej pôdy silikátovej. Klimatické podmienky v zóne tvorby surových pôd vo Vysokých Tatrách sú priaznivé pre tvorbu veľkých a malých foriem polygonálnych pôd, dláždených pôd, lysinových, girlandových pôd, tufurov atď.

Z hľadiska priepustnosti možno pôdy na skúmanom území rozdeliť do troch skupín. Prvou skupinou, v ktorej prevláda infiltrovanie povrchových dažďových pôd, sú: surové pôdy, rendziny, podzoly a hnedé pôdy, okrem hnedej pôdy oglejenej. Druhú skupinu tvoria semihydromorfné pôdy, ktoré vznikajú ovplyvňovaním povrchovou pôdou, ale aj lokálne stagnujúcou vodou, sú to: hnedé pôdy oglejené, pseudogleje a ilimerizované pôdy. Treťou skupinou sú tzv. hydromorfné pôdy, ktorých vývoj je ovplyvňovaný podzemnou vodou, sú to: lužné, nivné pôdy, rašelinové pôdy a gleje.

Medzi najkultivovanejšie pôdy patria na skúmanom území hnedé pôdy, potom nivné, lužné pôdy, zriedkavejšie gleje, ilimerizované pôdy a prípadne podzoly.

Prevažná väčšina skúmaného územia je zalesnená. Výrazne dominujú ihličnaté lesy, ktoré zaberajú 94,5 % z celkovej povrchovej plochy Tatranského národného parku (38 400 ha). Vedúcim lesným spoločenstvom sú smrečiny. Od hornej hranice lesa (priemerne do 1570 m n. m., najviac do 1650 m n. m.) až do nadmorskej výšky približne 1000 m sa vyskytujú typické vysokohorské smrečiny so suverénne prevládajúcim smrekom a vtrúseným smrekovcom, jedľou, borovicou, jarabinou, limbou, na dolnej hranici aj bukom (J. Michalko—J. Berta in M. Lukniš et al. 1972). V nižších nadmorských výškach sa vyskytujú zmiešané bukovo-smrekové lesy s hojnou jedľou a častým javorom horským.

Nad hornou hranicou lesa až do nadmorskej výšky asi 1800 m sú vyvinuté porasty kosodreviny a geneticky príbuzných trpaslíkovitých kríčkov (borievka, čučoriedka, brusnica, kostrava atď.). V spodnom výškovom stupni sú porasty

kosodreviny vysoké a vzájomne pospájané, v hornom stupni sa postupne roztrhávajú a zanikajú v alpínskom stupni tvorenom pestrou varietou rastlinných spoločenstiev vysokohorských lúk a brál. Súhrnná rozloha územia nad súčasnou hranicou lesa je vo Vysokých Tatrách 13 628 ha, z čoho 3082 ha pokrývajú porasty kosodreviny. O postglaciálnom vývoji vegetácie, najmä lesov v Tatranskom národnom parku, podáva obraz E. KRIPPEL (1963).

Vegetácia má výrazný protierózny účinok. Ak chýba, potenciálna erózia pôdy vplyvom tečúcej vody je vo Vysokých Tatrách 8,62 mm.rok^{-1} v subalpínskom stupni a 9,70 mm.rok^{-1} v alpínskom stupni (R. MIDRIAK 1978). Na najintenzívnejšie erodovaných plochách Vysokých Tatier dosahuje ročný odnos pôdy až 15 mm. Uplatňuje sa nielen vodná, ale aj snehová, resp. veterná erózia, kryopedologické procesy, svahové procesy a kombinované gravitačno-erózne javy. Uvedenými procesmi je postihnuté v priemere asi 10 % rozlohy nad hornou hranicou lesa. Na deštrukciu a odnos pôdy má vplyv najmä ihlicový pôdny ľad, ktorý pri jednom úplnom vegetačnom cykle na obnaženom povrchu vyzdvihne a čiastočne premiestni pôdu o hmotnosti až 12 kg z plochy 1 m^2 (K. MIDRIAK 1977). Pôdnodeštrukčné javy sa najvýraznejšie uplatňujú u plytkých rendzín, alpínskych surových, resp. mačinových pôd a rankerov.

Hydrológia územia

Skúmaným územím prebieha rozvodnica dvoch úmorí: baltského a čiernomorského. Hlavná európska rozvodnica sa nachádza na hlavnom hrebeni Západných Tatier a pokračuje po hlavnom hrebeni Vysokých Tatier až po Čubrinu. Odtiaľ sa stáča na juh, pokračuje cez Kôprovský a Štrbský štít na Triumetal. Potom klesá hrebeňom Soliska na západný okraj Štrbského plesa a ďalej až na rozhranie Liptovskej a Popradskej kotliny na tzv. štrbské rozvodie (príl. 1)*. Československá časť Vysokých Tatier a ich predpolia prispieva vodami do obidvoch úmorí.

Do úmoria Čierneho mora patrí povodie Bieleho Váhu (hydrologické číslo 3-21-01) so svojimi pravostrannými prítokmi, a to Mlyničnou vodou, Belianskym potokom a Hybicou. Biely Váh vzniká vo výške 1215,1 m n. m. sútokom Furkotského potoka a Zlomiska. Vodomerná stanica štátnej pozorovacej siete je na Bielom Váhu vo Východnej. Druhá vodomerná stanica je na potoku Hybica v Kráľovej Lehote (obr. 2). Základné hydrologické charakteristiky z týchto staníc sú uvedené v tabuľke 1.

Do úmoria Baltického mora patrí povodie rieky Poprad, a to čiastkové povodie Popradu po Ľubicu (hydrologické číslo 3-01-02) a čiastkové povodie Popradu od zaústenia potoka Ľubica po Spišskú Belú (hydrologické číslo 3-01-03), kde je hranica skúmaného územia.

Rieka Poprad vzniká vo Vysokých Tatrách vo výške 1302,5 m n. m. sútokom Hincovho potoka a Ľadového potoka.

Poprad zo skúmaného územia priberá potok Mlynicu, resp. Malý Poprad,

* Pozri pod páskou vzadu: Hydrogeologická mapa južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia.

Tabuľka 1 Hydrologické údaje povrchových tokov

Hydrologické číslo stanice	Názov stanice	Tok	Vyhodnotené od roku	Plocha povodia km^2	Ročný priemer. prietok $m^3 . s^{-1}$	Špecif. odtok $l . s^{-1} . km^{-2}$	Prietoky v $m^3 . s^{-1}$ prekročené po dobu dní v roku			
							270	330	355	364
4–21–01–034–01	Východná	Biely Váh	1923	108,17	1,72	15,91	0,98	0,74	0,61	0,51
4–21–01–058–01	Kráľova Lehota	Hybica	1965	45,03	0,495	11,00	–	–	–	–
3–01–02–012–01	Svit	Poprad	1966	48,24	1,32	27,34	0,66	0,45	0,34	0,24
3–01–02–027–01	Svit	M. Poprad	1963	79,61	0,82	10,30	0,41	0,28	0,21	0,15
3–01–02–032–01	Poprad	Poprad	1967	174,09	2,45	14,05	1,23	0,83	0,64	0,44
3–01–02–038–01	Veľká	Veľký p.	1963	57,45	1,12	19,49	0,56	0,38	0,29	0,20
3–01–02–046–01	Matejovce	Slavkov. p.	1962	44,90	0,82	18,26	0,41	0,28	0,21	0,14

Velický potok, Slavkovský potok, Červený potok, Studený potok, Skalnatý potok, Slavkovský jarok, Stráňanský potok, Bielu vodu, Mlynický potok, Čiernu vodu a Beliansky potok v Spišskej Belej.

Vodomerné stanice štátnej pozorovacej siete sú na rieke Poprade vo Svite, na Velickom potoku v Poprade-Veľkej a na Slavkovskom potoku v Matejovciach. Okrem uvedených staníc merajú sa vodné stavy na Hincovom potoku — Popradské pleso, na rieke Poprad — Popradské pleso a na Mlynici — Štrbské pleso.

Na rieke Poprad v úseku pretekajúcom okrajom skúmaného územia sú vodomerné stanice štátnej pozorovacej siete vo Svite, v Poprade, v Matejovciach a v Strážkach. Hydrologické charakteristiky uvádzaných staníc sú uvedené v tabuľke 1.

Horný tok Popradu a všetky jeho prítoky z oblasti Vysokých Tatier majú charakter vysokohorských tokov. Rieka Poprad má veľmi nevyrovnaný sklon. Na hornom úseku od Popradského plesa po Svit až 40,0 °/₀₀, v Popradskej kotline asi 5,5 až 3,0 °/₀₀.

Hustota riečnej siete je v kotline a v pohorí rozdielna. Na dne kotliny sa pohybuje do 2,0 km, na svahoch kryštalinika Vysokých Tatier 1 až 3,0 km a na ich vrcholovom bralnom reliéfe do 1,0 km na km^2.

V rôznych častiach reliéfu je aj rozdielny sklon tokov. Ako bolo uvedené, najväčší sklon má Poprad a jeho prítoky vo vlastnom masíve Vysokých Tatier — nad 40,0 °/₀₀. Na dne kotliny sa však spád tokov zmenšuje na 5 až 2 °/₀₀ a v najnižších častiach kotliny potoky dokonca aj meandrujú. Spádové krivky potokov sú v dôsledku silne členitého glaciálneho reliéfu nevyrovnané. Skalné prahy prekonávajú toky obyčajne skokom, tvoriac vodopády, ako napr. Obrovský a Veľký

vodopád na Studenom potoku, Skok v Mlynickej doline atď. Najčastejšie sa viažu na skalné prahy uzatvárajúce jazerá.

Tatranské potoky majú bystrinný ráz. Tečú rýchlo — do 2,0 $m.s^{-1}$. Najmenšie prietoky v nich sú v zime v mesiacoch december—marec, keď je všetka zrážková voda akumulovaná vo forme snehu a ľadu a povrchové toky sú zásobované podzemnými vodami. V máji prebieha topenie snehu, čo sa prejavuje vo zvýšení vodnosti povrchových tokov. Maximálna vodnosť sa vyskytuje až v júni, pretože začiatkom júna sa intenzívne topí sneh aj v najvyšších polohách a súčasne spolupôsobí ďalší činiteľ — prevaha dažďových zrážok. Obdobie topenia snehu v najvyšších polohách je aj obdobím výdatných zrážok; to podmieňuje výskyt najvyšších mesačných prietokov. Spojenie odtoku zo snehu s odtokom z dažďa je kombináciou dvoch najúčinnejších faktorov, prejavujúcou sa vo všetkých výškových pásmach Vysokých Tatier (J. Pacl 1968). K najväčším jazerám vo Vysokých Tatrách patrí Veľké Hincovo pleso o ploche 20,08 ha, s hĺbkou 53,0 m, v nadmorskej výške 1946,0 m n. m.

Väčšina tatranských jazier nemá viditeľný povrchový prítok, voda do jazier presakuje z okolitých rozsiahlych kvartérnych sedimentov. Takýmito typickými jazerami sú napr.: Štrbské pleso, Okrúhle pleso, Zbojnícke ľadové pleso. Odtekajúca prebytočná voda si vyhĺbila do skalných prahov jazier odtokové ryhy, a preto má väčšina jazier povrchový odtok — počiatok riečnej siete. U morénových jazier je odtok často vo vnútri morény.

Priezračnosť tatranských plies určuje čistota vody. Priehľadnosť vo Veľkom Hincovom plese je až do hĺbky 13,0 m, na Popradskom plese 11,0 m a na štrbskom plese 9,0 m (J. Pacl 1973). Jazerá majú najnižšiu úroveň hladiny v zimnom období (od decembra do apríla), najvyššiu dosahujú v čase maxima zrážok, t. j. v júni, väčšie jazerá v júli.

Klimatické pomery

Značný vplyv na klimatické pomery každého horstva, teda aj Vysokých Tatier, má expozícia svahov so zreteľom na prevládajúci západný až severozápadný vietor. Náveterné svahy majú podstatne väčšiu oblačnosť a výdatnejšie zrážky ako záveterné južné a najmä juhovýchodné svahy. Účinok južných vetrov na poveternostnú situáciu Vysokých Tatier nie je taký bezprostredný ako účinok vetrov severozápadných, lebo na juh od Vysokých Tatier sú ďalšie dosť vysoké horské pásma. Sú to najmä Nízke Tatry, ktorých hlavný hrebeň miestami presahuje výšku 2000 m. Oblasť Tatier je svojou polohou v podstate uprostred medzi jednotlivými moriami. V zhode s touto zemepisnou polohou sa klíma Vysokých Tatier vyznačuje už značným stupňom kontinentality, čo sa prejavuje najmä podstatným rozpätím teploty medzi zimou a letom, aj najväčšou výdatnosťou zrážok v letnom období.

Podľa „Atlasu podnebia" sú v skúmanom území zastúpené dve klimatické oblasti, a to mierne teplá oblasť a chladná oblasť. V mierne teplej oblasti sa vyskytuje iba mierne vlhká oblasť — v Popradskej kotline pozdĺž rieky Poprad.

Tabuľka 2 Priemerná mesačná a ročná teplota vzduchu v období 1931–1960

Miesto	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok	Amplitúda
Kežmarok	–5,5	–3,2	1,0	6,6	11,9	15,2	17,0	16,0	12,4	7,2	2,1	–2,1	6,6	22,5
Liptovský Hrádok	–5,5	–3,8	0,6	6,2	11,4	14,7	16,4	15,6	11,8	6,6	1,9	–2,2	6,1	21,9
Poprad	–5,9	–3,8	0,2	5,8	11,1	14,4	16,2	15,3	11,7	6,4	1,4	–2,6	5,8	22,1
Tatranská Lomnica	–5,7	–4,1	–0,4	5,0	10,4	13,6	15,4	14,8	11,2	5,9	0,8	–2,8	5,3	21,1
Podbanské	–5,8	–5,1	–1,0	4,0	9,2	12,8	14,2	13,7	10,2	5,2	0,7	–2,9	4,6	20,0
Starý Smokovec	–5,6	–4,4	–1,0	4,1	9,4	12,6	14,4	13,8	10,3	5,3	0,5	–2,8	4,7	20,0
Štrbské pleso	–6,0	–5,4	–2,5	2,2	7,4	10,7	12,7	13,3	9,1	4,2	–0,4	–3,6	3,4	18,7
Popradské pleso	–6,3	–5,7	–3,6	0,6	5,5	9,0	11,0	10,4	7,2	3,2	–0,9	–4,0	2,2	17,3
Skalnaté pleso	–6,5	–6,4	–4,0	–0,2	4,7	7,9	10,0	9,8	6,8	2,9	–1,2	–4,2	1,6	16,5
Lomnický štít	–11,6	–11,5	–9,3	–5,8	– 0,8	2,3	4,2	4,0	1,4	–2,0	–6,2	–9,3	–3,7	15,8

Najväčšiu časť územia pokrýva oblasť chladná. Celé predpolie Vysokých Tatier v Liptovskej kotline a v podstatnej časti Popradskej kotliny patrí do vlhkej až výnimočne vlhkej oblasti. Hlavný hrebeň Vysokých Tatier a svahy kryštalinického masívu patria do chladnej horskej a studenej horskej oblasti.

Teplotné pomery

So zreteľom na značný vertikálny rozsah územia a veľkú členitosť terénu sa tu vyskytujú veľmi podstatné rozdiely v teplote v závislosti od polohy daného miesta.

Na južnom úpätí Vysokých Tatier v nadmorskej výške 600—700 m je priemerná ročná teplota vzduchu asi 6,0 °C. Na hrebeni Vysokých Tatier priemerná ročná teplota vzduchu nevystupuje nad 0 °C a pohybuje sa prevažne v rozmedzí −2,0 až −4,0 °C. Gradient teploty vzduchu určený pre oblasť Vysokých Tatier (Š. PETROVIČ in M. LUKNIŠ a kol. 1972) je 0,53 °C/100 m. Absolútne maximum teploty vzduchu je 35 °C (na hrebeni 20 °C), absolútne minimum −32 °C (na hrebeni asi −50 °C). Priemerná denná amplitúda teploty v nadmorskej výške 600—700 m je asi 11 °C a smerom k vyšším nadmorským výškam sa výrazne zmenšuje (na Lomnickom štíte je 5,9 °C). Vo vrcholovej časti pohoria obdobie s priemernými dennými teplotami nad 5 °C trvá menej než 140 dní, v ostatnej časti skúmaného územia prevažne 140—180 dní a v Popradskej kotline 180—200 dní. Na úpätí Vysokých Tatier počet mrazových dní (pokles teploty vzduchu v priebehu dňa pod 0 °C), resp. ľadových dní (teplota vzduchu celý deň pod 0 °C) je 160—170, resp. 50—60 a smerom k vyšším nadmorským výškam sa výrazne zvyšuje (na hrebeni 280—290 mrazových dní a 180—190 ľadových dní).

Pokiaľ ide o ročný priebeh teploty, treba konštatovať, že najnižšie teploty pripadajú v priemere na zimné mesiace, najvyššie na júl, čo zodpovedá obvyklým pomerom vo vnútrozemí. S pribúdajúcou výškou však badať tendenciu posunutia ročných extrémov na neskorší čas. Ročná amplitúda teploty, t. j. rozdiel medzi priemernou teplotou najteplejšieho a najchladnejšieho mesiaca, sa s výškou zmenšuje. Kým v Popradskej kotline je väčšia než 22,0 °C, na Štrbskom plese dosahuje iba 18,7 °C a na Lomnickom štíte iba 15,8 °C. Prehľad priemerných mesačných a ročných teplôt za roky 1931—1960 je uvedený v tabuľke 2.

Priemerné ročné teploty za obdobie 1974—1980 sú uvedené v tabuľke 3.

Tabuľka 3 Priemerné ročné teploty vzduchu za roky 1974–1980

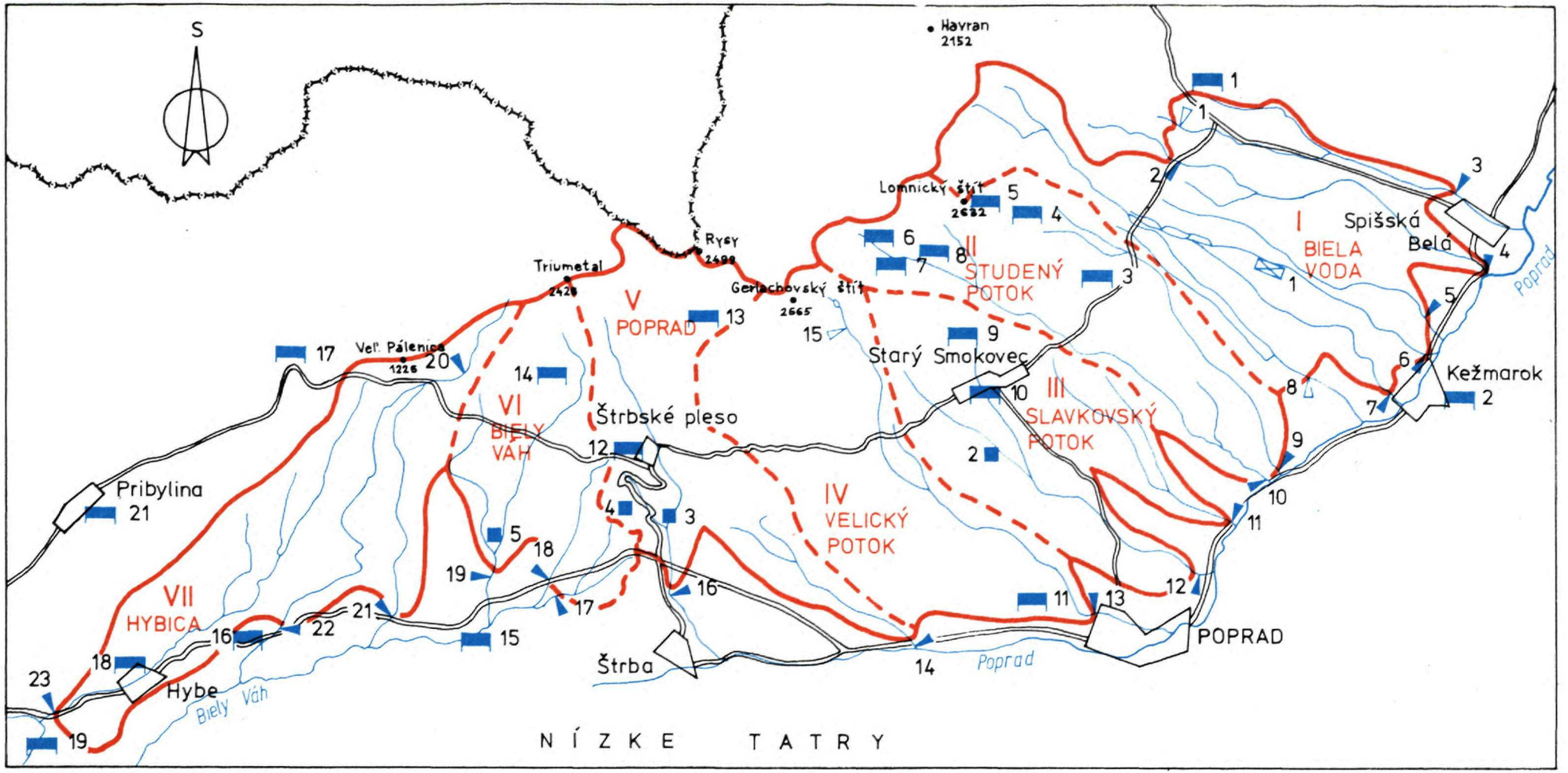
Stanica	Teplota v °C v jednotlivých rokoch						
	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Liptovský Hrádok	6,8	6,9	6,0	6,3	5,4	6,5	5,0
Poprad	6,3	6,8	5,5	6,2	5,0	6,0	4,7
Tatranská Lomnica	5,3	6,2	4,9	5,5	4,2	5,5	4,3
Podbanské	5,8	5,4	4,2	5,3	3,1	5,1	3,6
Starý Smokovec	4,6	5,3	4,2	5,4	3,8	5,0	3,9
Štrbské pleso	3,7	4,7	3,3	3,0	3,1	4,0	2,4
Lomnický štít	–4,4	–3,0	–4,6	–3,0	–4,2	–3,8	–5,0

Zrážkové pomery

Režim zrážok v hodnotenom území zodpovedá vlastnostiam kontinentálnej klímy horského typu. Vysoké Tatry, ako prvá vysoká prekážka od severozápadu, zadržujú značnú časť vlahy, ktorú cyklóny so sebou prinášajú. Priestorové rozloženie zrážok na horách závisí najmä od nadmorskej výšky a od expozíc voči prevládajúcemu prúdeniu prinášajúcemu vlahu od oceánu (severozápadné prúdenie). Hlavný hrebeň Vysokých Tatier delí územie na výrazné zrážkové návetrie a závetrie; tieto sa vyznačujú mimoriadnymi rozdielmi v zrážkových úhrnoch medzi pomerne suchými kotlinami na južnej a juhozápadnej strane a vlhkými severozápadnými svahmi, resp. vlastným horským pásmom. Časové rozdelenie zrážok za jednotlivé mesiace je uvedené v tabuľke 4. Obdobie 1931—1960 je ako celok svojimi priemernými hodnotami veľmi blízke dlhodobému normálu (1901—1950).

Z tabuľky 4 je zreteľný rozdiel medzi pomerne suchou Popradskou kotlinou (s úhrnom pod 700 mm) ležiacou v tzv. dažďovom tieni Vysokých Tatier a vysokopoloženými dolinami tatranského masívu, kde úhrny zrážok v priemere roka prekračujú hodnotu 2000,0 mm.

Letné obdobie v Tatrách je charakteristické pomerne častým výskytom výdatných zrážok, resp. lejakov sprevádzaných búrkami. Celá tatranská oblasť má za rok v priemere 30—35 dní s búrkou. Najmenej dažďových dní pripadá spravidla na začiatok jesene a koniec zimy.



Obr. 2 Mapa vodomerných a zrážkomerných staníc s vymedzením bilančne hodnotených oblastí.
1 — hranica celého bilančne hodnoteného územia; 2 — hranica jednotlivých bilančne hodnotených oblastí; 3 — číslo a názov bilančnej oblasti; 4 — limnigrafická stanica; 5 — vodočetná stanica; 6 — odber vody z povrchového toku; 7 — odber vody z prameňa; 8 — zrážkomerná stanica

A. Limnigrafické a vodočetné stanice:
1 — Prepad na Šumivom prameni — Tatranská kotlina; 2 — Čierna voda — Tatranská kotlina; 3 — Belský potok — Spišská Belá; 4 — Čierna voda — Strážky; 5 — Mlynický potok — Kežmarok; 6 — Biela voda — Kežmarok; 7 — Stráňanský potok — Kežmarok; 8 — Slavkovský jarok — Malý Slavkov; 9 — Skalnatý potok — Veľká Lomnica; 10 — Studený potok — Veľká Lomnica; 11 — Červený potok — Matejovce; 12 — Slavkovský potok — Matejovce; 13 — Velický potok — Poprad-Veľká; 14 — Rieka Poprad — Svit; 15 — Velický potok — Velické pleso; 16 — Malý Poprad — Tatranská Štrba; 17 — Štrbský potok — Važec; 18 — Biely Váh — Važec; 19 — Mlynicna voda — Važec; 20 — Belanský potok — Tri studničky; 21 — Belanská voda — Važec; 22 — Belanský potok — Východná; 23 — Hybica — Kráľova Lehota;

B. Zrážkomerné stanice:
1 — Tatranská kotlina; 2 — Kežmarok; 3 — Tatranská Lomnica; 4 — Skalnaté pleso; 5 — Lomnický štít; 6 — Pod Svišťovým štítom — totalizátor; 7 — Zbojnícka chata — totalizátor; 8 — Pod Streleckou vežou — totalizátor; 9 — Hrebienok; 10 — Starý Smokovec; 11 — Poprad; 12 — Štrbské pleso; 13 — Popradské pleso — totalizátor; 14 — pod Sedielkom (Jamské pleso) — totalizátor; 15 — Važec; 16 — Východná; 17 — Podbanské; 18 — Hybe; 19 — Kráľova Lehota; 20 — Liptovský Hrádok; 21 — Pribylina

C. Odbery vôd z povrchových tokov a prameňov:
1 — z potoka Biela voda v Mlynčekoch (Kežmarský vodovod); 2 — z prameňov Pod Lesom—Smokovce (Skupinový vodovod tatranský); 3 — z prameňov Pod kamenným brodom v Tatranskej Štrbe; 4 — z prameňov Pod Šulkovou v Tatranskej Štrbe; 5 — z prameňov pri Važci (Važecký vodovod);

Tabuľka 4 Priemerné úhrny zrážok (mm) za obdobie 1901–1960

Stanica s číslom	Obdobie	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VII.	IX.	X.	Rok	XI-IV	V-X
Kežmarok 2	1901–1950	41	30	27	26	30	50	63	85	91	72	52	45	612	204	408
	1901–1960	39	29	27	23	33	40	68	89	88	77	48	44	605	191	414
	1931–1960	39	31	31	26	37	40	70	97	96	86	44	42	639	204	435
Tatranská Lomnica 3	1901–1950	56	50	45	39	50	54	88	112	115	107	75	62	853	294	559
	1901–1960	53	48	44	38	47	51	87	114	117	105	71	58	833	281	552
	1931–1960	56	47	40	37	46	50	88	125	121	110	62	56	838	276	562
Skalnaté pleso 4	1901–1950	124	98	88	76	88	102	128	162	186	135	120	105	1412	576	836
	1941–1960	88	87	82	70	81	103	128	194	208	159	96	84	1380	511	869
Lomnický štít 5	1901–1950	138	155	120	116	90	125	137	170	206	161	122	125	1665	744	821
	1941–1960	129	148	118	120	99	126	120	187	188	142	91	93	1561	740	821
Starý Smokovec 10	1901–1950	67	54	50	43	60	65	94	120	126	111	84	70	944	339	605
	1901–1960	63	54	50	45	56	60	94	126	129	108	80	66	931	328	603
	1931–1960	67	56	51	49	57	57	95	131	129	114	73	67	946	339	607
Poprad 11	1901–1950	45	33	30	24	33	39	72	80	88	75	56	45	620	204	416
	1901–1960	40	33	29	33	32	36	71	86	88	74	56	40	608	203	405
	1931–1960	41	33	29	25	33	34	70	90	90	79	52	39	615	195	420
Štrbské pleso 12	1901–1950	71	63	60	55	60	66	92	116	128	105	79	68	963	375	588
	1901–1960	69	63	60	58	60	64	95	122	125	103	78	67	964	374	590
	1931–1960	74	64	59	58	60	62	96	125	127	103	72	64	964	377	587
Podbanské 17	1901–1950	66	56	64	65	58	60	86	102	113	115	74	75	934	369	565
	1931–1960	70	57	56	54	62	55	92	116	126	105	75	71	939	354	585
Liptovský Hrádok 20	1901–1950	57	45	41	36	43	51	83	88	95	83	65	57	744	273	471
	1901–1960	53	45	38	35	42	48	79	90	96	80	64	55	725	261	464
	1931–1960	49	38	33	33	39	44	72	93	97	78	57	53	686	236	450

Poznámka: číslo stanice podľa obr. 2

Prehľad o časovom a plošnom rozložení zrážok vo Vysokých Tatrách a ich predpolí za obdobie 1974 – 1980 je uvedený v tabuľke 5 a 6. Zrážkové pomery sú tu dosť zložité a na základe toho treba hodnotiť i výsledky pozorovaní. Vysoké Tatry sú oblasťou celoročného výskytu snehových zrážok, čo sa iste odráža v odtokovom režime. Zrážkomerné stanice nie sú vždy dosť reprezentatívne položené pre výškové pásmo, v ktorom ležia, ako to potvrdzujú niektoré znížené úhrny zrážok v pomere k ich nadmorskej výške.

Predstavu o chemickom zložení letných zrážok a ich zmenách v čase poskytuje tabuľka 7 zhrňujúca štatisticky spracované údaje M. Macku et al. (1959). Tieto údaje charakterizujú kumulované vzorky zrážok a reprezentujú obdobie 1957—1958. Novšie výsledky systematického pozorovania chemického zloženia letných zrážok nie sú k dispozícii.

Tabuľka 5 Priemerný ročný úhrn zrážok za roky 1974–1980

Stanica s číslom		Úhrn zrážok v mm						
		1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Tatranská Kotlina	1	1172	1060	842	918	995	857	1160
Kežmarok	2	651	710	489	588	515	587	672
Tatranská Lomnica	3	979	969	702	752	824	793	867
Skalnaté pleso	4	1487	1520	1093	1337	1340	1098	1480
Lomnický štít	5	1396	1472	816	1188	1084	1158	1256
Hrebienok	9	1361	1080	907	983	984	797	1125
Starý Smokovec	10	1029	1003	812	883	910	795	1015
Poprad	11	707	657	487	614	509	624	604
Štrbské pleso	12	1221	1079	895	1014	878	909	1089
Važec	15	987	810	738	836	660	703	789
Východná	16	908	744	928	821	666	735	757
Podbanské	17	1133	960	876	1008	1011	741	1155
Hybe	18	823	737	617	794	787	551	800
Kráľová Lehota	19	868	744	686	841	720	757	866
Liptovský Hrádok	20	834	720	615	821	646	748	752
Pribylina	21	928	789	711	844	785	602	786

Poznámka: číslo stanice podľa obr. 2

Tabuľka 6 Priemerný úhrn zrážok z totalizátorov za roky 1974–1980

Totalizátor s číslom		Úhrn zrážok v mm						
		1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Pod Svišťovým štítom	6	3196	2716	2293	2277	2725	1815	2822
Zbojnícka chata	7	3615	3760	3163	3072	3072	1702	2956
Pod streleckou vežou	8	3393	3506	2459	2853	2456	1570	2816
Popradské pleso	13	1881	1563	1524	1444	1653	1062	1845
Jamské pleso	14	1572	1575	1278	1131	1630	1069	1359

Tabuľka 7 Zmeny chemického zloženia letných zrážok v čase (kumulované vzorky)

Zrážková stanica		Cl^-	NO_3^-	NO_2^-	NH_4^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	pH
Poprad (703 m)	1	0,7–7,1	0,0–18,1	0,0–0,22	0,0–2,4	0,0–7,6	0,0–2,0	4,0–5,9
	2	1,7	1,0	0,024	0,6	0,7	0,1	4,9
	3	20–254	2–53	0–2	8–45	0–93	0–16	–
Lomnický štít	1	0,8–344,0	0,0–13,2	0,0–0,49	0,0–12,3	0,0–23,6	0,0–1,9	4,6–7,5
(2634 m)	2	8,0	0,7	0,07	2,2	2,1	0,4	6,0
	3	24–2900	0–78	0–6	81–538	55–579	5–116	–

Poznámka: 1 – extrémne hodnoty (mg . l^{-1}), 2 – priemer (mg . l^{-1}), 3 – mesačný spád (mg . m^2).

Snehová pokrývka v tomto území vzhľadom na mimoriadnu vertikálnu členitosť terénu je tiež dôležitým klimatickým činiteľom. V nižších polohách, teda na dne Popradskej a Liptovskej kotliny, sa vyskytuje prvé sneženie priemerne v posledných dňoch októbra a posledné v druhej polovici apríla. Vo výške 1000 m n. m. prichádza prvé sneženie priemerne o 20 dní skôr než v nižších polohách kotliny. Od priemernej výšky 1000 m n. m. vyššie môže už príležitostne snežiť počas celého roka (M. Končeк 1973).

Snehová pokrývka vzniká v nižších polohách kotliny v priemere po prvý raz ku koncu prvej dekády novembra, posledný raz sa vyskytuje okolo 5. apríla. Vo výške 1000 m n. m. sa priemerný výskyt prvého dňa so snehovou pokrývkou posúva asi o 10 dní dopredu, dátum výskytu posledného dňa so snehovou pokrývkou sa posúva na neskorší termín zhruba o 15 dní.

Na predpolí Vysokých Tatier trvá snehová pokrývka priemerne 100—140 dní, na svahoch Vysokých Tatier 140—180 dní a na hrebeni až 240 dní. Pôda v dolinách zamŕza do hĺbky 75 cm, za tuhých zím až do hĺbky 110—120 cm.

Zimné zrážky, ktoré sú z hľadiska doplňovania zásob podzemných vôd určujúce, vykazujú komplikované chemické zloženie (prevažne typ NH_4-Ca-Cl-SO_4), výrazne kyslú reakciu (pH 3,7—4,9) a celkovú mineralizáciu v prevažujúcom rozmedzí 10—20 mg.l^{-1} (tab. 8). Pozornosť si zasluhuje aj zvýšený obsah niektorých stopových prvkov (napr. Zn — tab. 9), aj občasný výskyt vysokého obsahu chloridov morského pôvodu v zrážkach spadnutých na hrebeni Vysokých Tatier (tab. 7).

Celkový atmosferický spád solí, vypočítaný z priemernej mineralizácie zrážkových vôd a ročných úhrnov zrážok, sa v skúmanom území pohybuje v približnom rozmedzí 15 až 35 t.km^{-2}. Časť týchto solí, zodpovedajúca podzemnému odtoku, sa priamo zúčastňuje na tvorbe chemického zloženia podzemných vôd, časť vstupuje do rôznych interakcií s pôdnym pokryvom a ovplyvňuje jeho fyzikálno-chemické vlastnosti.

Výpar

Skutočný výpar vody v prírode je obťažné presne určiť. V Tatrách bola výparnosť meraná Wildovým výparomerom v Liptovskom Hrádku a na Skalnatom plese.

Tabuľka 8 Chemické zloženie zimných zrážok vo Vysokých Tatrách

Lokalita		M mg . l^{-1}	pH	CHSK mgO_2.l^{-1}	Na^+ mg . l^{-1}	K^+ mg . l^{-1}	NH_4^+ mg . l^{-1}	Mg^{+2} mg . l^{-1}	Ca^{+2} mg . l^{-1}	Cl^- mg . l^{-1}	NO_3^- mg . l^{-1}	SO_4^{-2} mg . l^{-1}	SiO_2 mg . l^{-1}
Lomnický štít	1	14,30	3,80	1,40	0,15	0,06	1,06	0,16	0,47	5,32	0,18	3,30	–
	2	9,42	4,10	0,41	0,03	0,19	0,04	0,04	0,69	1,77	2,29	1,34	1,10
	3	10,31	4,90	1,46	0,25	0,06	0,65	0,08	1,85	4,47	0,15	0,41	0,30
	4	11,12	3,95	0,94	0,13	0,02	0,26	0,30	0,75	4,25	0,25	4,30	0,60
Skalnaté pleso	1	15,76	3,90	1,40	0,25	0,06	1,24	0,18	0,60	5,32	0,56	4,10	–
	2	10,49	4,10	0,57	0,10	0,12	0,35	0,09	0,53	1,77	2,65	1,85	1,00
	3	18,34	4,80	1,22	0,13	0,09	0,66	0,28	3,40	3,58	3,15	4,86	0,50
	4	8,10	4,05	0,78	0,24	0,07	0,29	0,03	0,25	2,84	0,00	3,75	0,40
	5	9,45	4,20	3,60	1,28	0,055	0,00	0,05	0,35	3,15	1,00	3,05	0,25
Štrbské pleso	1	13,99	3,70	3,30	0,15	0,07	0,88	0,07	0,23	3,55	1,38	4,10	–
	2	11,24	4,25	1,38	0,06	0,11	0,50	0,22	0,54	1,99	2,71	0,72	1,10
	3	--	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	4	8,26	4,10	1,86	0,03	0,05	0,50	0,02	0,30	2,84	0,15	3,65	0,50
Tatranská Lomnica	1	19,13	3,90	4,10	0,90	0,86	1,39	0,14	0,48	5,67	1,44	3,70	–
	2	10,34	4,20	1,66	0,03	0,13	0,41	0,11	0,78	2,41	st.	3,29	1,10
	3	23,66	4,60	1,30	0,25	0,16	1,08	0,27	4,90	4,93	3,30	6,97	0,79
	4	10,79	4,00	1,78	0,05	0,02	0,69	0,06	0,30	2,48	0,95	5,00	0,60
	5	11,58	4,10	3,04	0,33	0,15	0,44	0,09	0,40	3,10	2,00	3,80	0,30

Poznámky: 1 – január 1976, 2 – december 1976, 3 – február 1978, 4 – január 1979, 5 – február 1980. Údaje v tabuľke sú prevzaté z práce S. Gazdu et al. (1980) a reprezentujú chemické zloženie vodných roztokov vzniknutých roztopením priemerných vzoriek snehu odobraných z celého profilu snehovej pokrývky.

Tabuľka 9 Obsah niektorých stopových prvkov v zimných zrážkach (mg . l^{-1})

		Li	Sr	Mn	Fe	Zn	Cu	Pb	Al
Lomnický	1	0,000	0,006	0,002	0,080	0,32	0,0035	–	–
štít	2	0,0005	0,003	0,008	0,016	0,006	0,0002	–	–
	3	st	0,045	0,004	0,063	0,019	0,0016	0,009	–
	4	0,002	0,010	0,002	0,043	0,026	0,0065	0,005	0,055
Skalnaté	1	0,000	0,005	0,002	0,080	0,18	0,0055	–	–
pleso	2	0,0008	0,002	0,012	0,088	0,015	0,0046	–	–
	3	st	0,030	0,022	0,29	0,051	0,0034	0,009	–
	4	0,001	0,025	0,004	0,050	0,032	0,0030	0,003	0,030
	5	0,002	0,025	0,005	0,025	0,025	0,0020	–	0,120
Štrbské	1	0,000	0,006	0,010	0,050	0,31	0,0350	–	–
pleso	2	0,0014	0,003	0,014	0,14	0,019	0,0044	–	–
	3	–	–	–	–	–	–	–	–
	4	0,001	0,025	0,002	0,040	0,010	0,0020	0,005	0,055
Tatranská	1	0,000	0,013	0,011	0,060	0,26	0,0030	–	–
Lomnica	2	0,0009	0,010	0,056	0,075	0,025	0,0181	–	–
	3	st	0,040	0,021	0,14	0,069	0,0056	0,025	–
	4	0,001	0,025	0,026	0,088	0,29	0,0045	0,003	0,100
	5	0,000	0,025	0,038	0,055	0,030	0,0030	–	0,230

Poznámka: 1 – január 1976, 2 – december 1976, 3 – február 1978, 4 – január 1979, 5 – február 1980. Údaje v tabuľke sú prevzaté z práce S. Gazdu et al. (1980).

Tabuľka 10 Priemerné mesačné a ročné hodnoty výparu (mm)

Stanica	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Rok
Liptovský Hrádok	4	6	23	51	86	88	85	66	48	27	5	4	493
Poprad	4	6	22	38	82	93	90	69	50	22	8	4	488
Skalnaté pleso	6	6	10	15	57	75	70	68	47	25	9	6	394
Starý Smokovec	6	9	19	44	74	94	104	77	57	32	8	4	528

Podľa G. Murínovej (in M. Končeк et al. 1974) v rokoch 1951-1960 bola výparnosť v Liptovskom Hrádku priemerne za rok 461,9 mm a na Skalnatom plese 307,7 mm. Na základe uvedených meraní možno konštatovať, že celková výparnosť v Tatrách s nadmorskou výškou klesá, a to najmä v letnom období.

Pre bilančné hodnotenie podzemných vôd je jednou z najdôležitejších charakteristík výpar z povrchu pôdy. Podľa O. Duba (1949) výpar vypočítaný pomocou bilančnej rovnice v Popradskej kotline sa pohybuje ročne okolo 400,0 mm a v pohorí okolo 400—200 mm. J. Tomlain (1965) metódou M. I. Budyka a L. I. Zubenoka za obdobie 1926—1960, resp. 1901—1960, vypočítal výpar z povrchu pôdy pre niektoré stanice v hodnotenom území (tab. 10).

Pre stanicu Poprad-Skalnaté pleso určil J. Tomlain (1965) hodnotu priemerného vertikálneho gradientu výparu. V priemere za rok sa hodnota výparu v horách zmenšuje na každých 100 m výšky o 11,0 mm.

Geologický vývoj a stavba územia

Na geologickej stavbe skúmaného územia (príl. 1) sa zúčastňujú predkvartérne útvary, a to kryštalinikum, mezozoikum, paleogén a kvartérne sedimenty.

Predkvartérne útvary

Kryštalinikum je známe vo Vysokých Tatrách z vystupovania kryštalického jadra na povrch, kde je zastúpené kryštalickými bridlicami, migmatitmi a granitoidnými horninami.

Kryštalické bridlice sú v porovnaní s granitoidnými horninami vo Vysokých Tatrách menej rozšírené a vyskytujú sa len ojedinele v podobe malých pruhov v granitoidoch; ich známejšie výskyty sa uvádzajú vo východnej časti Gerlachovského štítu, v okolí Tupej, v Štôlskej a Velickej doline, v sedle pod Drúkom atď. Predstavujú kryhy hlboko ponorené do granitoidnej magmy pôvodného metamorfovaného plášťa staropaleozoických prekambrických hornín. Ich vek zatiaľ nie je s istotou stanovený, sú však staršie než vrchný karbón; väčšinou sa považovali za staropaleozoické a staršie, avšak bez bližšieho určenia. Pokiaľ ide o ich petrograficko-mineralogickú charakteristiku, rozlišujeme: a) biotitické ruly, b) biotiticko-silimanitické-granitické ruly, c) granátovce a erlány. Prvé dva typy rúl majú charakter bridličnatých hornín s lepidogranoblastickou a lepidofibroblastickou štruktúrou a sú tmavošedivé, vyznačujú sa obsahom kremeňa 10—20 %, biotitu 29—42 %, muskovitu 4,5—6,5 %, silimanitu 10—20 %, granátu 5,5—7 %, plagioklasov 0,3—6 %, zvyšok je apatit, pyrit a zirkón. V komplexe biotiticko-silimanitické-granátických rúl vystupujú (napr. vo Velickej doline, menej v sedle Váhy a Železnej brány) polohy kvarcitických rúl, ktoré majú inú štruktúru (granoblastickú), vyšší obsah kremeňa, plagioklasov a nižší obsah biotitu, silimanitu a granátu, prípadne nie sú vôbec prítomné.

Migmatity sú pozdnoorogénne, s podstatným podielom substrátu a metatektu. Viazané sú na intrúzie pozdnoorogénnych granodioritov a kremitých dioritov, s ktorými spoločne vystupujú. Ide obyčajne o artetické typy migmatitov, ktoré smerom do granodioritov prechádzajú do nebulitov až styktolitov a znečistených hybridných granodioritov. Vo Vysokých Tatrách častejšie vystupuje artetický typ migmatitov (vo Velickej doline, na Z od Sliezskeho domu a na hrebeňoch Osterva—Tupá), kde najčastejšie tvoria nepravidelné polohy na okraji rulových blokov.

Granitoidy tvoria podstatnú časť kryštalinika Vysokých Tatier. Podľa geochronologického skúmania dokumentuje ich vek J. KANTOR (1959) na 226 mil. rokov, čo ukazuje, že sú variské, pozdné až poorogénne. Celý nimi tvorený masív sa javí ako časove jednotná intrúzia s diferenciáciou a autometamorfózou smerom do najvyššej časti. Na základe ich mineralogického i chemického zloženia a prejavov autometamorfózy v granitoidnom telese rozlišuje A. GOREK (1959) tri základné typy, a to:

a) kremité diority a biotitické granodiority,
b) granodiority až žuly s prejavmi autometamorfózy,
c) granitoidné horniny okrajového pegmatiticko-aplitického pásma.

V týchto základných typoch potom rozlišuje niekoľko variácií rôznych podtypov.

Kremité diority a biotitické granodiority sú takmer v celom granitoidnom kompexe najrozšírenejšie, predstavujú najhlbšiu časť granitoidnej intrúzie. Majú svetlošedú, prípadne zelenkavú farbu. Sú to stredno- až jemnozrnné horniny s granitickou štruktúrou a všesmernou textúrou. Priemerná veľkosť jednotlivých zŕn je 0,5 mm, v granodioritoch s porfyrickou štruktúrou dosahuje veľkosť výrastlíc až lom. V mineralogickom zložení sú zastúpené plagioklasy 39—68 %, kremeň 19—39 %, draselné živce 1—14 %, biotit 2—14 %, muskovit 0—14 %, ostatok sú sprievodné minerály.

Granodiority až žuly s prejavmi autometamorfózy pozostávajú z dvoch podtypov. Prvým sú biotiticko až dvojsľudnaté granodiority s mikroklínom a myrmekitom, vyznačujúce sa najčastejšie svetlošedou farbou, stredným zrnom a všesmerne zrnitou štruktúrou. V ich zložení sú zastúpené plagioklasy 46,9—57 %, draselné živce 6,5—19 %, kremeň 23,5—27,4 %, biotit 5,7—7,8 %, muskovit 2,7—4,5 % a sprievodné minerály 0,4—1,5 % (hlavne zirkón, apatit a magnetit).

Druhým podtypom sú dvojsľudné granodiority až žuly s výraznými prejavmi autometasomatózy. V základnej svetlošedej hmote majú ružovkasté výrastlice draselných živcov. V zložení týchto hornín sú zastúpené plagioklasy 35,5—46 %, draselné živce 14,2—36 %, kremeň 22,0—27,5 %, biotit 6,5—8,8 %, muskovit 2,0—7,3 %, sprievodné minerály 0,8—1,5 % (magnetit a apatit).

Tretím typom granitoidných hornín vo Vysokých Tatrách sú granitoidné horniny okrajového pásma pegmatitovo-aplitovej variety, ktoré majú len menšie rozšírenie (väčšinou v Liptovských Tatrách).

Tabuľka 11 Rozptyl a priemerné hodnoty obsahov niektorých zložiek v granitoidných horninách Vasokých Tatier

Zložka	Typ horniny			
	I.	II.	III.	IV.
CaO (%)	1,39–4,71	0,25–4,15	0,81–2,6	0,23–1,2
	2,95	2,51	1,9	0,55
MgO (%)	0,33–3,29	0,30–2,45	0,40–1,56	0,00–0,45
	1,25	1,31	0,76	0,16
Mg/Ca	0,589	0,726	0,556	0,403
Na_2O (%)	0,03–5,08	2,40–4,21	2,52–4,46	2,60–4,10
	3,88	3,22	3,80	3,39
K_2O (%)	1,04–4,37	1,74–7,91	3,00–6,13	2,88–5,16
	2,20	3,50	3,88	4,25
Na/K	2,68	1,40	1,49	1,21

Poznámka: I. – biotitický granodiorit (n = 40),
II. – dvojsľudný granodiorit (n = 14),
III. – autometamorfovaný typ s ružovými živcami (n=10),
IV. – leukokrátne diferenciáty (n = 4).

Tabuľka bola zostavená s použitím nepublikovaných údajov D. Hovorku. Priemerné koeficienty Mg/Ca a Na/K sú vypočítané z ekvivalentných hodnôt.

Pri opise kryštalinika Vysokých Tatier je treba ešte spomenúť aj mylonity, ktoré sú tu tiež často prítomné. Zvláštnu pozornosť si zasluhuje pomerne veľký počet mylonitových pásiem s rôznou dĺžkou a šírkou. Známa je napr. mylonitová zóna na jv. úpätí Kriváňa až do Furkotskej doliny (dĺžka asi 30 km a šírka 1—3 km). Ako ďalšie výskyty možno uviesť Mengusovský štít, Ganek, Veľká Vysoká, Zlomisková dolina, Slavkovský, Lomnický, Štrbský štít a ďalšie. Mylonity majú charakter výrazne bridličnatých, tmavošedozelených bridlíc a miestami i tektonických brekcií.

Niektoré hydrogeochemicky významné údaje o chemickom zložení granitoidných hornín skúmaného územia sú zhrnuté v tabuľke 11. Okrem uvedených údajov si zasluhuje zmienku aj častá prítomnosť karbonátov (hlavne kalcitu), vykazovaná planimetrickými i chemickými analýzami (bližšie D. HOVORKA 1972). V metamorfitoch obsah CO_2 dosahuje až 2 % i viac.

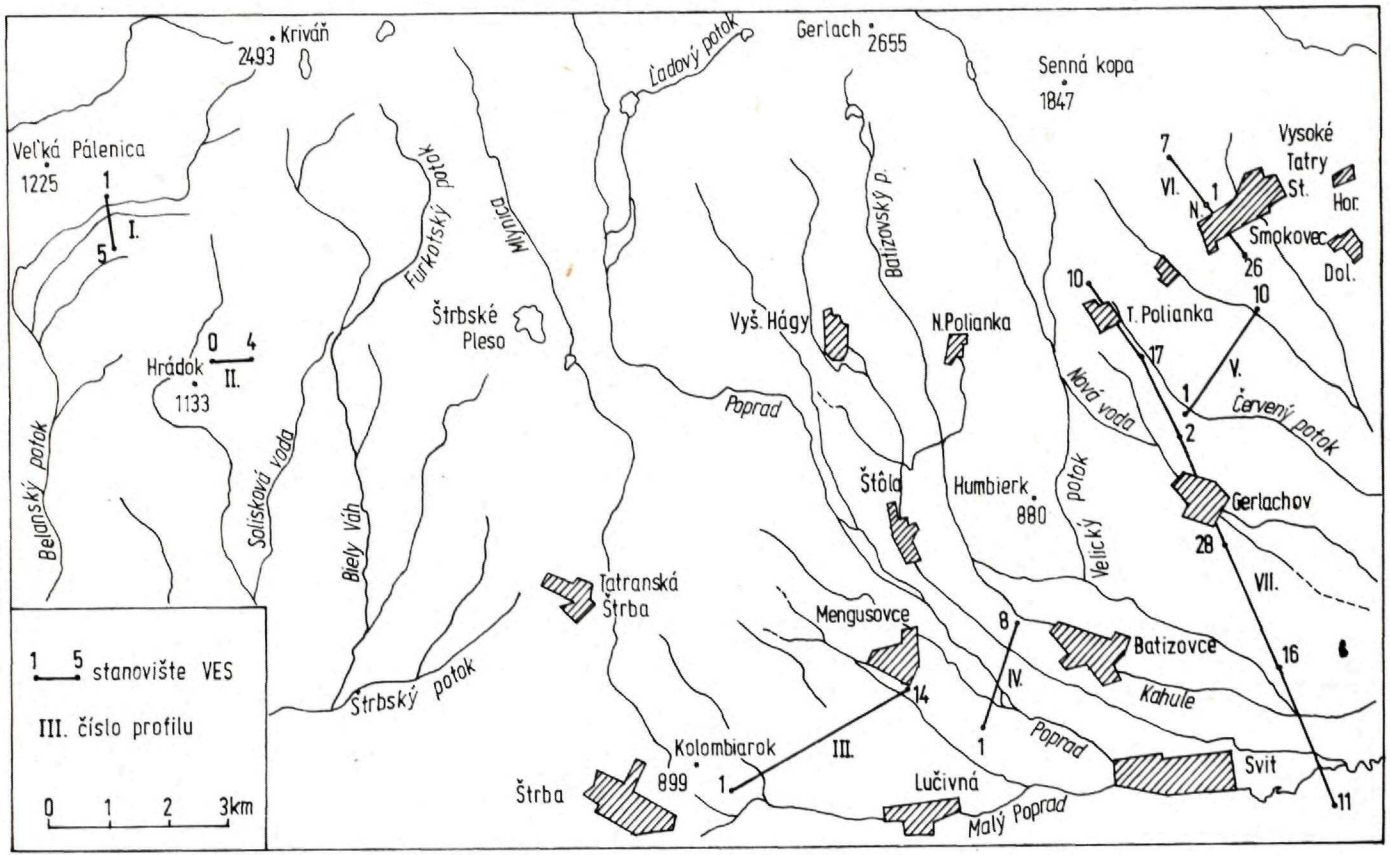
Mezozoikum

V skúmanej časti Podtatranskej kotliny je zachované v podloží paleogénnych a kvartérnych sedimentov. Iba v niekoľkých plošne neveľmi rozsiahlych ostrovoch sa na povrch vynárajú severne od Važca, v okolí Hrubého Grúňa, pod úbočou Kriváňa smerom k Trom Studničkám, odtiaľ východnejšie od Hrádku a v dvoch ďalších menších odkryvoch. V poslednom čase, ako uvádza V. HANZEL et al. (1981, 1982), bolo mezozoikum zistené aj vo vrtoch VTH-9 (26—100 m), VTH-8 (v hĺbke 380 m), VTH-6 (196—254 m), potom v podloží paleogénu v hlbokých vrtoch HV-3 (1594—1611 m) a Vr-1 (1490—1700 m) pri Vrbove (J. NEMČOK—V. HANZEL 1981) — (obr. 3a—c, 38, 40, 42).

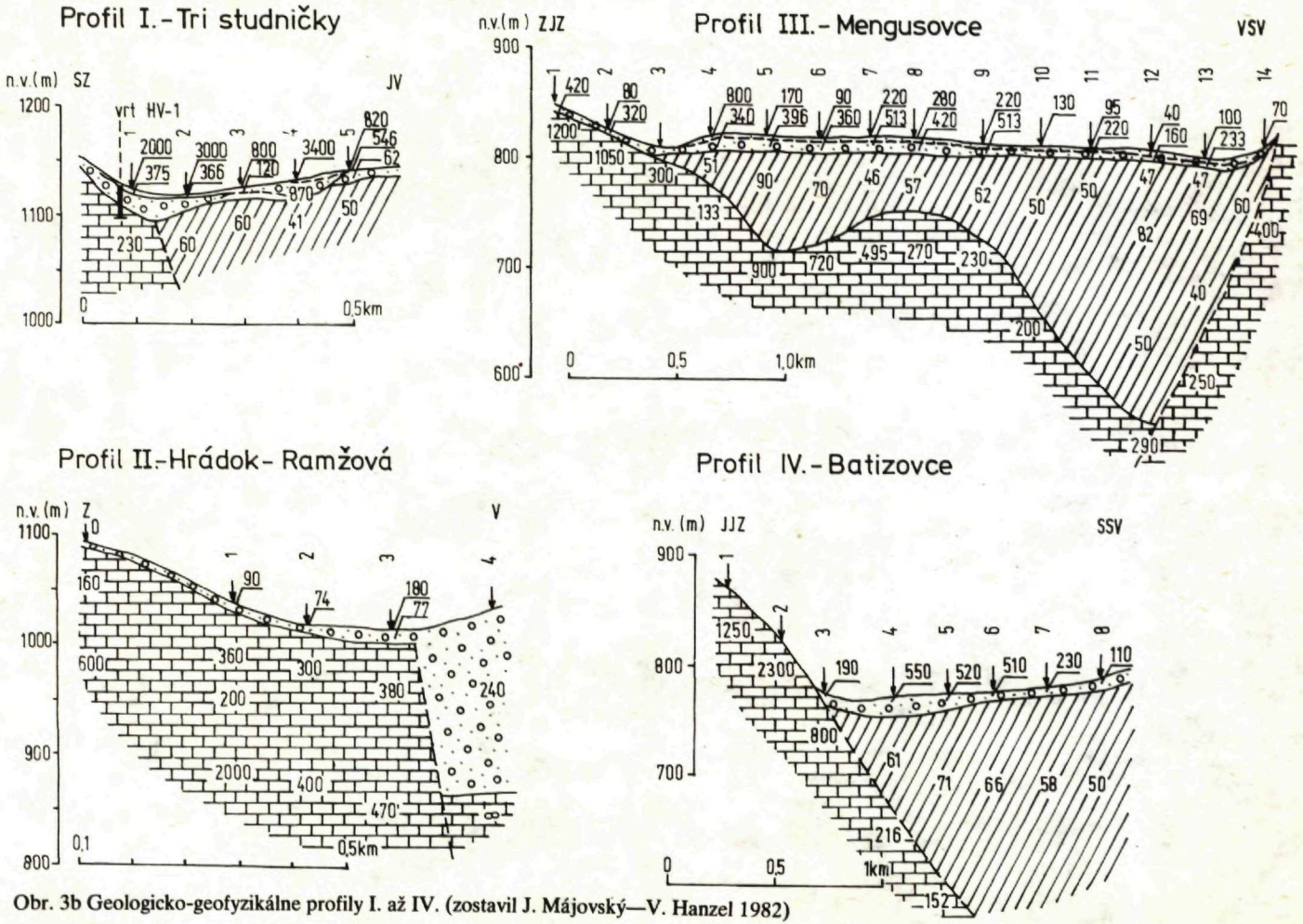
Mezozoické komplexy na skúmanom území, či už priamo v odkryvoch alebo vo vrtoch sú vlastne časťami mezozických komplexov nachádzajúcich sa vo Vysokých a Nízkych Tatrách. Z doterajších štúdií a vzájomného porovnávania mezozoických komplexov vnútorných Karpát vychádza, že na skúmanej časti náležia dvom tektonickým jednotkám — krížňanskému a chočskému príkrovu. Každá jednotka sa ďalej člení na ďalšie série, ktoré sa čiastočne odlišujú a majú svoje tektonické postavenie.

Väčšie plochy na vynorených častiach ostrovov na skúmanom území zaberajú karbonátové komplexy začleňované k chočskému príkrovu. V podstate ide o karbonátové komplexy vápencov a dolomitov, začleňované do stredného až vrchného triasu. Dolomity sú svetlosivé, tmavosivé, masívne, niekedy lavicovité, miestami celistvé jemnokryštalické, niekedy hrubokryštalické, zriedkavejšie kavernózne, prípadne pórovité. K tejto jednotke patria aj dolomity nachádzajúce sa vo vrtoch HV-3 (1594—1611 m) a Vr-1 (pod 1490 m) v podloží paleogénu pri Vrbove.

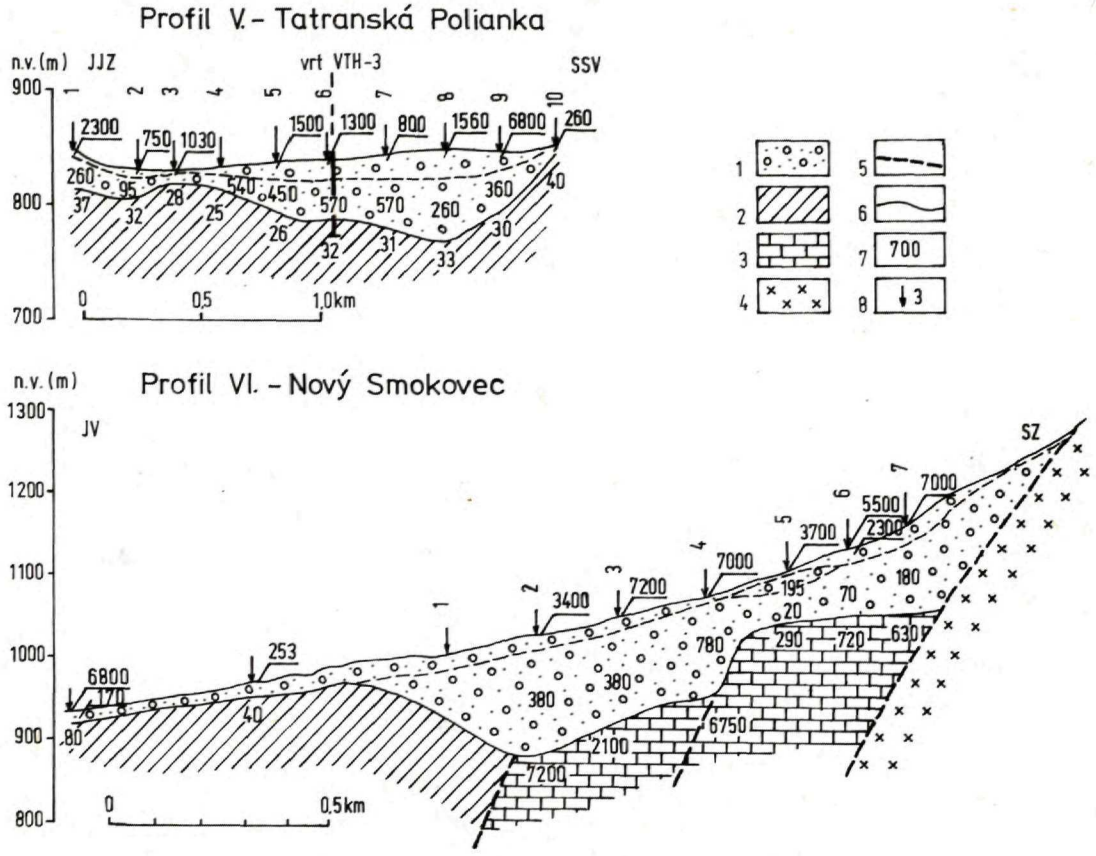
Poloha (cca 18 m hrubá) slabo slienitých, sivých, ružových vápencov s drobnými hľuzami rohovcov, v podloží s krinoidovými vápencami, patrí chočskému príkrovu a bola zistená vo vrte VTH-9. Tento komplex je veľmi prušený. Menšie plochy na povrchu skúmaného územia zaberajú karbonátové komplexy krížňanského príkro-



Obr. 3a Mapa geologicko-geofyzikálnych profilov I. až VII.



Obr. 3b Geologicko-geofyzikálne profily I. až IV. (zostavil J. Májovský—V. Hanzel 1982)



Obr. 3c Geologicko-geofyzikálne profily V. a VI. (zostavil J. Májovský—V. Hanzel 1982)
1 – štrky, piesky, hliny; kvartér; 2 – ílovce, pieskovce; paleogén; 3 – karbonátové sedimenty; mezozoikum a bazálny paleogén; 4 – kryštalinikum; 5 – zlomy; 6 – interpretované geologicko-geofyzikálne rozhranie; 7 – merný odpor horninového prostredia (Ωm); 8 – stanovište VES (vertikálna elektrická sondáž)

vu. Okrem povrchových nálezov sú známe aj z vrtov VTH-9 (48—100 m) a VTH-6 (241—254 m). Predovšetkým ide o súvrstvie sivých, slienitých vápencov až slieňov s častými vložkami slienitých bridlíc, začleňovaných do titónu — spodnej kriedy. Len nepatrné sú na povrchu nálezy piesčitých, slienitých vápencov, resp. rádiolaritových vapencov s rádiolériami liasu — dogeru.

V najvýchodnejšej časti skúmaného územia (príl. 1) sú mezozoické horninové komplexy lepšie a úplnejšie zachované. V podstate sú zastúpené, ako ukazuje D. ANDRUSOV (1959), obalovou sériou (autochtónnou jednotkou — tatrikom) a krížňanským príkrovom.

Spodnú časť tatrika tvoria sivé, ružové, červené kremencové pieskovce a kremence. Vo vrchných častiach sa v nich nachádzajú medzivrstvičky bridlíc,

Tabuľka 12 Chemické analýzy mezozoických hornín z vrtov VTH–6, VTH–8 a VTH–9

Zložka	VTH–6			VTH–8		VTH–9	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	1,78	1,47	1,43	0,29	5,77	2,26	3,07
CaO	42,90	52,99	42,46	52,15	47,53	53,27	51,33
MgO	10,48	3,83	12,91	2,12	3,12	0,91	1,32
FeO	0,29	0,20	0,26	0,28	0,60	0,47	0,92
MnO	0,050	0,035	0,043	0,08	0,02	st	st
Na_2O	–	–	–	st	st	0,06	0,05
K_2O	–	–	–	0,10	0,29	0,23	0,36
CO_2	42,60	41,30	43,02	–	–	–	–
strata žíhaním	–	–	–	43,13	40,35	42,13	42,06

Poznámky: 1 – hĺbka 172,0 m – brekciovité dolomity, trias, chočský príkrov; 2 – hĺbka 200,0 m – slienité vápence, trias, chočský príkrov; 3 – hĺbka 217,0 m – čierne vápence, malm–neokóm, krížňanský príkrov; 4 – hĺbka 380,0 m – tmavosivé vápence, trias?; 5 – hĺbka 386,0 m – tmavosivé vápence, trias?; 6 – hĺbka 31,0 m – slabo slienité vápene s ojedinelými hľúzami rohovcov, stredný–vrchný trias, chočský príkrov; 7 – hĺbka 35,5 m – detto;
V prípade vrtov VTH–8 a VTH–9 sú v kolónke FeO uvedené obsahy Fe_2O_3. Hodnoty koeficientu Mg/Ca sú vypočítané z ekvivalentných koncentrácií.

ktoré v najvyšších častiach prevládajú nad pieskovcami. Začleňované sú do spodného triasu. Vlastný karbonátový komplex tatrika je tu zastúpený iba strednotriasovými gutensteinskými vápencami s menšími polohami dolomitov. Vápence sú obyčajne lavicovité, len zriedkavo hrubolavicovité až masívne, často silne porušené. Dolomitové polohy sú obyčajne lavicovité, tenké. Najčastejšie sa vyskytujú tmavosivé celistvé, jemnokryštalické, niekedy aj porózne dolomity. Vyššie členy tatrika chýbajú v dôsledku tektonického vyvalcovania.

Na spodku krížňanského príkrovu sú gutensteinské nápence. Tieto sú lavicovité, niekedy masívne, porózne, celistvé a jemnokryštalické, patria do stredného triasu—anisu.

Podstatne väčším rozšírením sa vyznačujú karbonátové horniny jury. Sú zastúpené krinoidovými vápencami, vyššie sivými, slienitými vápencami — škvrnitými slieňmi. Doger—malm zastupujú vápence s rádiolaritmi. Malm charakterizujú pestré slabo slienité celistvé doskovité vápence. Najvyššiu časť jury tvoria svetlosivé až sivé slienité kalpionelové vápence. Spodná krieda je zastúpená tmavými, slienitými vápencami, slieňmi s častými vložkami slienitých bridlíc (neokóm). Sedimentácia krížňanského príkrovu je ukončená flyšovými sedimentmi aldu—cenomanu.

Na južnom okraji územia vystupujú mohutné komplexy mezozoických, zväčša karbonátových hornín, začleňovaných do chočského príkrovu Nízkych Tatier (A. Biely 1978). Za najstaršie horniny sú označované klastické sedimenty a efuzíva (melafýry) „melafýrovej série", vystupujúce na povrch južne od Popradu v okolí Kvetnice a Hranovnice. Patria do permu. Spodnotriasové sedimenty sú zastúpené klastickými horninami — kremencami a kremencovými pieskovcami.

Karbonátové komplexy sú v spodnej časti zastúpené tmavosivými až čiernymi

lavicovitými až hrubolavicovitými vápencami gutensteinského typu. Začleňované sú do spodného anisu. Vyššie sú tzv. ramsauské dolomity vrchného anisu. Nad nimi sú reiflinské vápence zodpovedajúce najvyššiemu anisu až ladinu. Väčšie rozšírenie majú lunzské vrstvy zložené z rytmického súvrstvia jemnozrnných pieskovcov a ílovcov. Stratigraficky zodpovedajú spodnému karnu. Najvyšším členom chočského príkrovu sú tzv. hlavné dolomity vrchného triasu. Sú sivé, tmavosivé, porózne, kavernózne a majú dolosparitickú štruktúru. Horniny chočského príkrovu severných svahov Nízkych Tatier prechádzajú do podložia Podtatranskej kotliny, sú spojené s mezozoickými ostrovmi na južnom úpätí svahov Vysokých Tatier.

Chemické analýzy niektorých mezozoických hornín, navŕtaných v podloží kvartérnych a paleogénnych sedimentov v rámci hydrogeologického výskumu Vysokých Tatier (V. Hanzel et al. 1979), sú zhrnuté v tabuľke 12.

Paleogénne sedimenty

Tvoria takmer plošne súvislú (okrem vyššie spomínaných ostrovov mezozoika), avšak nerovnako hrubú sedimentačnú výplň skúmanej časti Podtatranskej kotliny. Na povrch vychádzajú tieto sedimenty v niekoľkých nesúvislých eróznych zárezoch v dolinách potokov (napr. Čiernej vody vo výške 920 m n. m., vo Velickej doline vo výške 1120 m n. m., v doline Rinčového potoka vo výške 1100 m n. m. atď.), ďalej v súvislejších odkryvoch, prípadne v umelých odkryvoch pozdĺž novobudovanej autostrády v okolí Donovál, Hýb, Važca, Tatranskej Štrby alebo vo vrtoch VTH-1, VTH-2, VTH-3, VTH-6 a v hlbokých vrtoch pri Vrbove (J. Nemčok—V. Hanzel et al. 1981).

Sedimentačná výplň paleogénu pokračuje mimo skúmané územie západným smerom a prakticky zapĺňa celý podcelok Podtatranskej kotliny (Liptovskú kotlinu) a východným smerom celý podcelok Popradskú kotlinu. Podrobnejšie boli doposiaľ tieto súvrstvia skúmané viacerými autormi (J. Volko-Starohorský 1923, J. Koutek 1936, V. Šťastný 1926, F. Pícha 1962, A. Matějka 1927, T. Roth 1938, D. Andrusov 1959, 1964, F. Chmelík 1958, 1963, P. Gross a kol. 1980).

Na základe komplexného štúdia paleogénnej sedimentačnej výplne Liptovskej kotliny P. Gross a kol. (1980) rozlišujú tieto súvrstvia:

a) bazálnu transgresívnu litofáciu,
b) ílovcovú litofáciu,
c) flyšovú litofáciu,
d) neflyšový pieskovcovo-zlepencový vývoj.

Toto litofaciálne rozčlenenie (porovnaj F. Chmelík 1967) možno aplikovať aj pre Popradskú kotlinu.

Paleogénna sedimentačná výplň začleňovaná do vnútrokarpatského paleogénu v Podtatranskej kotline začína sedimentáciou lokálne zachovaných tzv. predtransgresívnych neflyšových kontinentálnych sedimentov — väčšinou dolomitických brekcií, menej zlepencov.

Podstatne väčším priestorovým rozšírením sa vyznačujú sedimenty bazálnej litofácie, ktoré predstavujú vlastne začiatok transgresie eocénneho mora. Táto litofácia má tiež neflyšový charakter a spolu s predchádzajúcou je diskordantne

uložená na mezozoickom podloží. Zložená je z brekcií, zlepencov, detritických karbonátov, pieskovcov, piesčitých vápencov, organodetritických a organogénnych vápencov. Morské bazálne paleogénne súvrstvia vystupujú na povrch v južnej časti kotliny v páse pozdĺž úpätia severných svahov Nízkych Tatier i v severnej časti kotliny v nesúvislom páse pozdĺž podtatranského zlomu. Zatiaľ čo v južnom páse sedimenty bazálnej litofácie vystupujú na povrch, v severnom páse sú hlboko zaklesnuté v menej súvislých tektonicky na rôzne výšky vyzdvihnutých ostrovoch. V skúmanej časti Podtatranskej kotliny sedimenty bazálnej litofácie vystupujú v transgresívnej pozícii nielen na juhu, ale aj severnejšie. Pozorovať ich na vyvýšeninách v okolí Hrubého Grúňa, Pálenice, Hybice i v doline potoka Hybica a vôbec v okolí mezozoických ostrovov. V južnej časti ich možno sledovať v okolí Dovalova južne od Hýb, južne od Východnej až po západný okraj Važca. V doline potoka Hlboké je táto litofácia dosť nesúvislá, porušená priečnymi zlomami smerujúcimi zo SV na JZ. Potom pokračuje východným smerom do okolia Štrby—Šuňavy. Hrúbka bazálneho súvrstvia v južnom páse je okolo 40—60 m, najviac do 120 m, v severnom páse kolíše najviac do 100 m. Vek bazálnej litofácie je vrchný lutét, spodný až stredný priabón, ojedinele až vrchný priabón.

Brekcie a zlepence bazálnej litofácie sú tvorené rôzne opracovanými úlomkami karbonátov (prevažne dolomitov, menej vápencov) s veľkosťou do 20 cm. Tmelom je dolomitovo-vápenitý pieskovec, čiastočne alebo úplne rekryštalizovaný. Klastická zložka detritických karbonátov je okrem prevažujúcich dolomitov, resp. vápencov, tvorená aj úlomkami rohovcov, kremencov a zrnami kremeňa, muskovitu, biotitu, živcov, glaukonitu, zirkónu, chalcedónu a pyritu. Organodetritické vápence, ktorú sú najrozšírenejšou horninou bazálnej litofácie, sú zložené z rôzne opracovaných úlomkov schránok a kostrových elementov veľkých foraminifer a menej i rôznych ďalších organizmov. Priestor medzi organickými zvyškami je vyplnený viac alebo menej rekryštalizovanou vápnitou hmotou zrnitého až pelitomorfného charakteru, s premenlivým množstvom ílovitej a piesčitej prímesi. V horninách bazálnej litofácie sa obsah $MgCO_3$ pohybuje v rozmedzí 1,2—41,6 % (n = 43) s mediánom 5,55 % a obsah SiO_2 v rozmedzí 0,8—30,2 % s mediánom 8,05 % (P. Gross et al. 1980). Zvýšený obsah SiO_2 (hlavne klastického kremeňa) sa prevažne vyskytuje na južnom okraji kotliny. Ílovú prímes tvorí illit, kaolinit a montmorillonit.

V nadloží bazálnej litofácie paleogénnych súvrství sa nachádza ílovcová litofácia s lokálnym vývojom ílovcov menilitového typu. Táto litofácia je zložená prevažne z premenlivo vápnitých ílovcov. Jej vývoj je spojený s výraznou subsidenciou v prehĺbenom sedimentačnom priestore. V okolí Liptovskej Kokavy je približne 350 m hrubá, jz. od Štrbského plesa viac než 1000 m a medzi Batizovcami a Spišskou Teplicou 160—350 m hrubá. Vekove je začleňovaná do spodného a stredného priabónu. V skúmanej časti Podtatranskej kotliny ju možno pozorovať v okolí Východnej, potom v doline potoka Hybica a na ZSZ od Hrubého Grúňa.

Ako vyšší člen sedimentácie v nadloží ílovcovej litofácie sa nachádzajú sedimenty flyšovej litofácie. Charakteristickým rysom pre túto litofáciu, v porovnaní s predchádzajúcou pomerne monotónnou, je nespočetnekrát sa opakujúce rytmické striedanie lavíc pieskovcov a ílovcov. Väčšina flyšových súvrství má pomer

pieskovcov k ílovcom od 1 : 2 do 2 : 1. Pieskovce sú vápnité doskovité až hrubolavicovité. Ílovce sú jemnopiesčité, laminované, bridličnaté. Najväčšia hrúbka je približne 500—700 m. Vekove sú začleňované do vrchného priabónu až spodného oligocénu. V skúmanej časti Podtatranskej kotliny je flyšová litofácia odkrytá na niekoľkých menších plochách v dolinách potokov Belá, Hybica, Dovalovec, Beliansky potok, Čierny jarok, Mlynična voda. Väčším rozšírením sa táto litofácia vyznačuje v priestore medzi Važcom a riečkou Belá.

Klastickú zložku pieskovcov tvorí hlavne kremeň (50—86 %) a menej úlomky rôznych hornín (hlavne karbonáty, kremence a rohovce, menej granitoidy, kvarcity, bridlice a metamorfity), živce a sľudy. Zo sprievodných minerálov je obecne prítomný granát a zirkón, lokálne sa vyskytuje glaukonit, chlorit, apatit, hyperstén, amfiboly, rutil, epidot, fosfáty a nepriesvitné minerály. Základná hmota má ílový charakter, tmel je prevažne kalcitový, zriedkavejšie i dolomitový. Obsah antigénneho pyritu dosahuje asi 3 % i viac. Na zložení ílovcov z ílovcovej i flyšovej litofácie sa podieľajú všetky tri hlavné skupiny ílových minerálov (montmorillonit, illit, kaolinit). Premenlivú klastickú prímes tvorí kremeň, sľudy a živce; prítomná je aj organická hmota. Obsah CaO v ílovcoch sa pohybuje v rozmedzí 0,7—7,5 %, obsah MgO v rozmedzí 1,9—3,3 % a strata žíhaním v rozmedzí 5,9—17,3 % (P. Gross et al. 1980).

Kvartérne sedimenty

Genetický vývoj a priestorové rozšírenie kvartérnych sedimentov na skúmanom území, tak v jeho vysokohorskej časti, ako aj vo vnútrokotlinovej časti, sú veľmi úzko späté, preto nebudeme opisovať každú časť zvlášť, ale ich opíšeme spoločne podľa genetickej príslušnosti pre celé záujmové územie. Na svahoch Vysokých Tatier sú kvartérne sedimenty uložené na horninách kryštalinika, v Podtatranskej kotline na paleogénnych súvrstviach, zriedkavejšie na mezozoických karbonátových komplexoch. Priestorové rozšírenie kvartérnych sedimentov na území nie je rovnaké. Vo Vysokých Tatrách na hrebeňoch a na strmých skalných zrázoch kvartérne sedimenty nie sú zachované. Väčšie hrúbky sa zaznamenávajú v trógoch a karoch. Podľa analýzy geofyzikálnych údajov, najmä však podľa interpretácie hydrogeologických vrtov VTH-1, VTH-2, VTH-3, VTH-4, VTH-6, VTH-7, VTH-8 (príl. 2, obr. 4) sa najväčšie hrúbky (vyše 400 m) sústreďujú v dosť širokom páse (asi 1,5 až 4 km) pozdĺž južného okraja pohoria a na styku severného ohraničenia Podtatranskej kotliny. Južným a juhovýchodným smerom od úpätia k riečnym dolinám Popradu a Bieleho Váhu sa hrúbka kvartérnych sedimentov zmenšuje, alebo sa aj vytrácajú a na povrch vystupujú horniny podložia (mezozoika alebo paleogénu; obr. 3a—c).

Kvartérne sedimenty na skúmanom území zahrňujú rad genetických typov vyznačujúcich sa veľmi variabilným litologickým zložením, rôznym vekom, a to od najstaršieho pleistocénu až do holocénu. Charakterizuje ich nezachovanie interglaciálnych sedimentov, resp. foriem. Z hľadiska stratigrafického a praktického významu najzaujímavejšie sú glacigénne sedimenty (morény), potom glacifluviálne sedimenty, ktorých genéza a pestré litologické zloženie je späté s opakujúcou sa

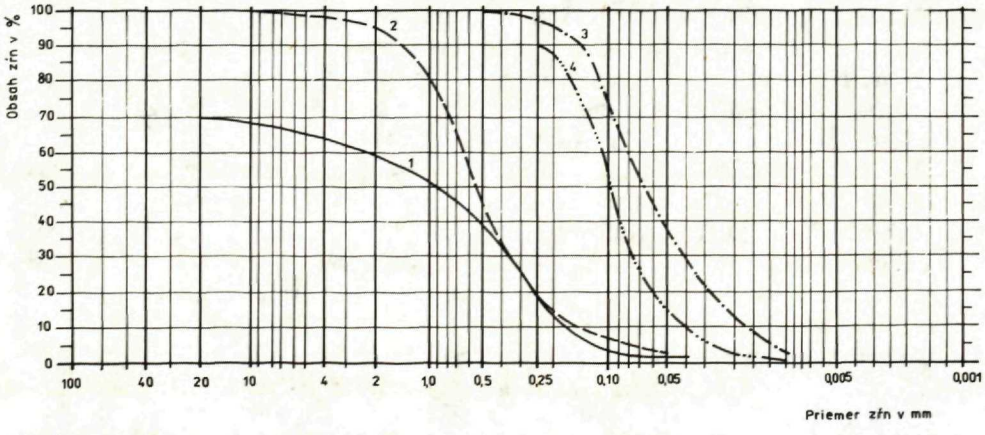
činnosťou ľadovcov vysokohorského typu. Z ostatných genetických typov sa väčším rozšírením vyznačujú aj náplavové kužele, svahové sedimenty, menej riečne a organické sedimenty.

Glacigénne sedimenty (morény)

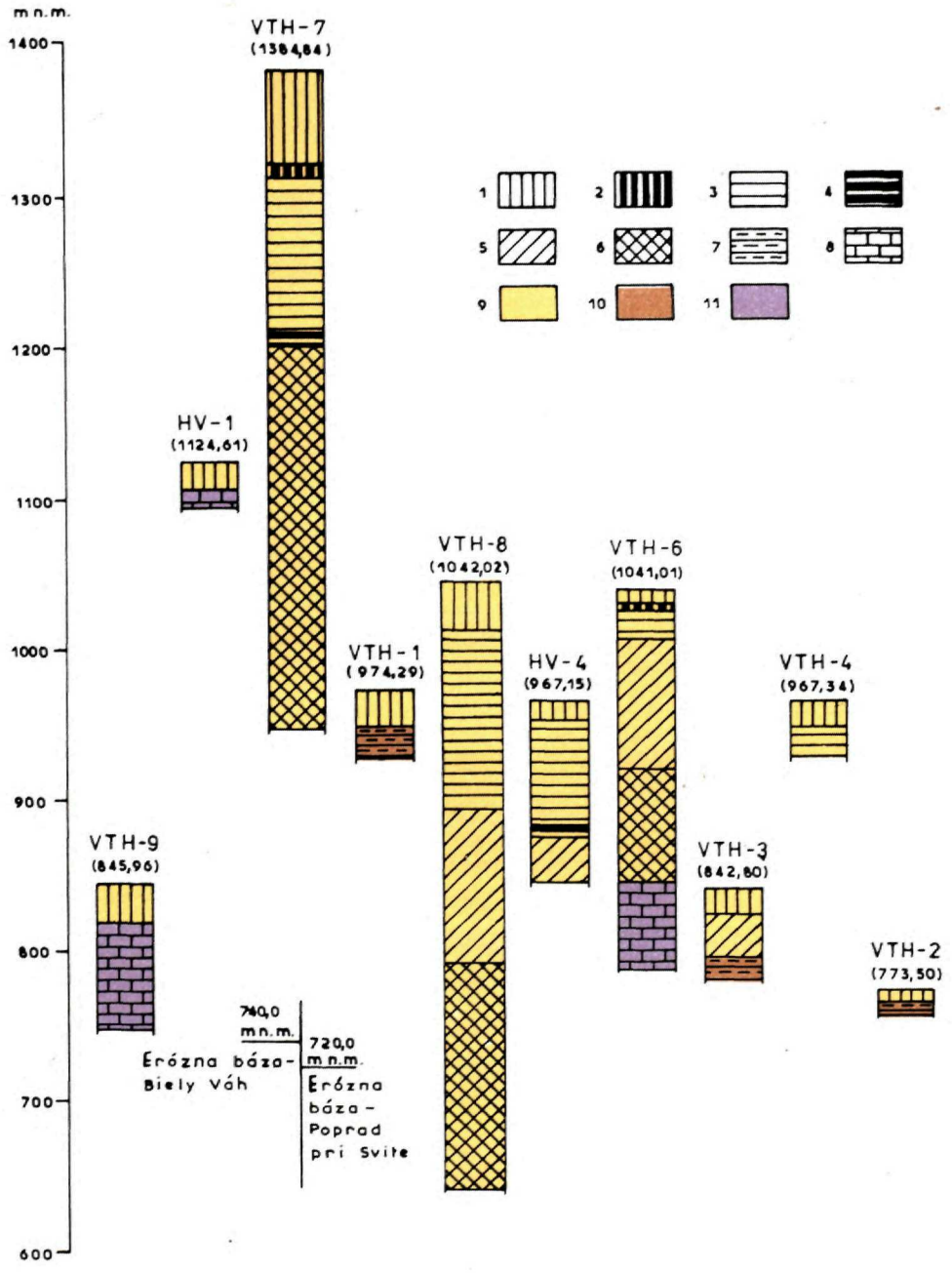
Sú najcharakteristickejšími typmi kvartérnych sedimentov na území Vysokých Tatier a čiastočne aj na ich predpolí. Ich vývoj je veľmi úzko spätý s intenzívnymi prejavmi činnosti vysokohorských ľadovcov. Stopy predmindelských zaľadnení sa na tomto území nenachádzajú. Podľa M. LUKNIŠA (1973) sú tu morény starších zaľadnení (mindel), predposledného zaľadnenia (ris) a posledného zaľadnenia (würm), až neskorý glaciál würmu (obr. 4).

Morény starších zaľadnení (mindel) sa na danom území nevyznačujú zvlášť veľkým plošným zachovaním. Väčšinou ide o ostrovkovité zvyšky, ktoré vystupujú na povrch na Kyselskom vrchu nad Horným Smokovcom, pred Studenou dolinou, na Belove a na Veľkej Pálenici. Ako plošný rozsah, tak aj povrch týchto morénových zvyškov je silne porušený eróznymi procesmi. Morénové zvyšky sa vyznačujú silne zvetraným materiálom. Okrem povrchových nálezov zvyškov týchto morén dajú sa predpokladať ich výskyty aj v polygenetických akumuláciách.

Glacigénne sedimenty predposledného zaľadnenia — ris. O niečo väčším a lepším zachovaním, v porovnaní s predchádzajúcimi morénovými zvyškami, sa na území Vysokých Tatier a ich predpolí vyznačujú glacigénne sedimenty predposledného zaľadnenia — risu. Zvyšky týchto sedimentov sa tu zachovali vo forme čelných a bočných morén i eratík, najmä na obvode morén posledného zaľadnenia. Zvyšky morén vo forme ostrovov riského zaľadnenia sú známe napr. pred Velickou dolinou na chrbte Veľkého Krížneho vrchu, na Belove, pozdĺž Rinčového potoka,



Obr. 5a Krivky zrnitosti glacigénnych sedimentov (ris):
1 — vrt VTH-6, z hĺbky 25,0 m; 2 — vrt VTH-7, z hĺbky 98,5 m; 3 — vrt VTH-8, z hĺbky 91,0 m; 4 – vrt HV-4, z hĺbky 16,0 m



Obr. 4 Stratigrafická schéma členenia sedimentov vo vrtoch z Vysokých Tatier a ich predpolia (zostavil I. Vaškovský—V. Hanzel 1979)
1 — sedimenty posledného glaciálu — würm; 2 — sedimenty posledného glaciálu — ris/würm; 3 — sedimenty predposledného glaciálu — ris; 4 — sedimenty interglaciálu — mindel/ris; 5 — sedimenty mindelu; 6 — sedimenty starého pleistocénu; 7 — sedimenty paleogénu vcelku; 8 — sedimenty mezozoika vcelku; 9 — kvartér; 10 — paleogén; 11 — mezozoikum

na Striedku, na Veľkej Pálenici atď. Na povrchu týchto morén sa pomerne silno odráža vplyv eróznych procesov. Hrúbka morénových zvyškov nie je rovnaká, podľa vrtov VTH-6 (22 m), VTH-7 (104 m), VTH-8 (123 m), HV-4 (66 m). Zrnitostne je morénový materiál tohto glaciálu nerovnorodý (bloky, balvany, piesky atď.), (obr. 5a, tab. 13). Vo výplni medzi morénovým materiálom prevládajú piesky, najmä rôznozrnné, tiež hrubé až strednozrnné. Ďalej sú to kamenito-piesčité a piesčito-kamenité materiály a hliny. Výplň je polydisperzná, ojedinele bidisperzná. Na rozdiel od morénovej výplne posledného zaľadnenia sú tieto prevažne monomodálne, ojedinele bimodálne a vzácne polymodálne. Granulometrické maximá vo všetkých skúmaných vzorkách výplne sú vo frakciách 1—0,5 mm (strednozrnný piesok), čiže hrubšie než v sedimentoch morény posledného zaľadnenia. Hlinito-prachovitá frakcia (menej než 0,05 mm) u väčšiny vzoriek je menšia než 10 %, okrem zistených polôh hlín. Frakcia 2,0—0,5 mm je vysoko zastúpená, väčšinou vyše 70—80 % (tab. 13). Polohy hlín boli sledované z vrtu VTH-8 (31 m, 36,5 m a 43 m).

Glacigénne sedimenty posledného zaľadnenia. Komplex glacigénnych sedimentov (morén), ktorých formovanie je spojené s pôsobením vysokohorských ľadovcov počas posledného zaľadnenia (würm) na území Vysokých Tatier a ich predpolia, v podstate predstavuje podstatnú časť kvartérneho pokryvu. Ich zachovanie zaznamenávame v trógoch, prípadne v kotloch v samotnom pohorí alebo na úpätí pohoria (pri vyústení trógov na predpolie). Na úpätí pohoria glacigénne sedimenty posledného zaľadnenia vytvárajú morfologicky výrazný a dosť súvislý terénny stupeň (rampu) obopínajúci Vysoké Tatry. Po úplnom ústupe ľadovcov boli glacigénne sedimenty jednotlivými potokmi značne redukované a v trógoch prekryté úsypmi. Litologické zloženie glacigénnych sedimentov je variabilné. Nachádzajú sa v nich bloky, valúny, štrky, medzi ktorými tvoria výplň piesky alebo hliny modrozelenej farby. Medzi granulotypmi dominujú piesky rôznozrnné a piesčito-kamenité sedimenty, vyskytujú sa aj vrstvy hlinité. Všetky sedimenty sú polydisperzné, polymodálne, menej bi- a monomodálne (vrty VTH-1-7-8, HV-4). Len vo vrte VTH-1 sú všetky tri vzorky monomodálne, granulometrické maximá dominujú vo frakcii 0,5—0,25 mm (jemný piesok), menej vo frakcii 1—0,5 mm (stredný piesok). Frakcia hlinito-prachovitá (menej než 0,05 mm) je okrem zahlinených polôh zastúpená väčšinou menej než 10 %. Najviac je v sedimentoch výplne zastúpená frakcia 2—0,05 mm, vyše 50—70 % (tab. 13). Polohy hlín boli zistené vo vrtoch VTH-1 (14 a 18 m), HV-4 (3,5 m; obr. 4). Materiál nie je zrnitostne vôbec triedený (obr. 5b).

Povrch materiálu je hladký a dobre zachovaný. Petrograficky pozostáva z granodioritov. Glacigénne sedimenty tvoria koncové alebo bočné morény. M. Lukniš (1973) vo Vysokých Tatrách v rámci glacigénnych sedimentov posledného zaľadnenia odlíšil jednu štadiálnu osciláciu zo začiatku zaľadnenia, tri štadiálne oscilácie z doby vrcholenia posledného zaľadnenia a jednu slabšiu osciláciu štadiálneho charakteru z konca posledného zaľadnenia, spolu päť štadiálnych oscilácií ľadovcov s piatimi morénovými akumuláciami. Označil ich podľa poradia písmenami veľkej abecedy ako štadiálne oscilácie, A, B, C, D, E. Vyčlenené oscilácie reprezentujú vo Vysokých Tatrách obdobie würmu a neskorého glaciálu.

Tabuľka 13 Granulometrické zloženie genetických typov kvartérnych sedimentov (E. VAŠKOVSKÁ 1979)

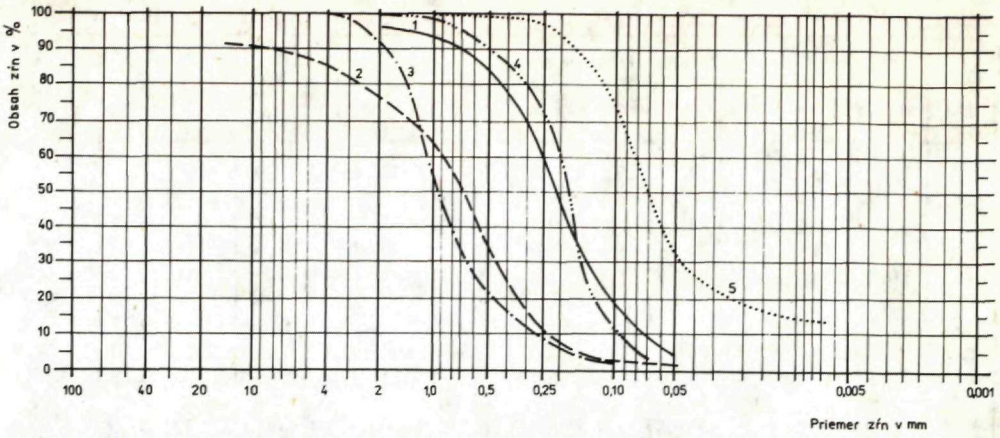
Por. čís.	Lokalita	Hĺbka v m	Číslo vzorky	Gen. typ	Stratigr. index	Typ sedimentu	> 30	30-15	15-7
1.	VTH – 1	14,5-15,5	416	G	W	piesok rôznozrn. s ojed. úlomkami	–	–	–
2.	VTH – 1	16,5-17,5	417	G	W	piesok veľmi jemný až jemnozrnný	–	–	–
3.	VTH – 1	19,5-21,0	418	G	W	piesok rôznozrnný	–	–	–
1.	VTH – 2	0,4- 1,0	201	Gf	W	hlina kamenito-piesčitá	–	–	0,8
2.	VTH – 2	1,6- 1,8	202	Gf	W	pieskoštrk hlinitý	–	6,1	15,1
3.	VTH – 2	1,8- 3,5	203	Gf	W	štrk piesčito-hlinitý	31,2	10,0	15,3
4.	VTH – 2	5,0- 6,0	204	Gf	W	štrk piesčito-hlinitý	1,6	7,5	4,5
5.	VTH – 2	6,0- 7,0	205	Gf	W	štrk	31,8	13,3	11,2
1.	VTH – 3	4,0- 5,0	206	Gf	W	pieskoštrky	–	20,8	11,58
2.	VTH – 3	8,0- 9,0	207	Gf	W	pieskoštrky	–	20,3	11,5
3.	VTH – 3	14,0-15,0	208	Gf	W	pieskoštrky	–	12,0	7,9
1.	VTH – 6	9,5	855	Gf	W	piesok rôznozrnný s ojed. úlomk., hlinitý	–	–	2,2
2.	VTH – 6	11,3	856	F	R/W	pieskoštrk hlinitý	9,1	7,7	8,9
3.	VTH – 6	25,0	857	G	R	pieskoštrk	28,8	2,2	2,3
4.	VTH – 6	38,0	858	Gf	M	pieskoštrk	–	–	7,0
5.	VTH – 6	66,3	859	Gf	M	piesok veľmi jemný až jemnozrnný	–	–	–
6.	VTH – 6	108,0	860	Gf	M	piesok rôznozrnný s ojed. úlomkami	–	–	–
7.	VTH – 6	109,0	S–438	Gf	M	piesok jemný až strednozrnný	–	–	–
8.	VTH – 6	113,0	S–437	Gf	M	piesok rôznozrnný	–	–	–
9.	VTH – 6	117,0	S–436	Pg	Sp	íl piesčitý	–	–	–
10.	VTH – 6	123,0	S–434	Pg	Sp	piesky rôznozrnné hlinité, s ojed. úlomkami	–	–	–
11.	VTH – 6	124,0	S–435	Pg	Sp	hlina ílovitá	–	–	–
12.	VTH – 6	133,0	S–432	Pg	Sp	piesky rôznozrnné s úlomkami	–	–	–
13.	VTH – 6	142,0	S–433	Pg	Sp	piesok rôznozrnný s prímesou úlomkov hlinitý	–	–	–
1.	VTH – 7	14,0	460	G	W	hlina piesčitá s ojed. úlomkami	–	–	–
2.	VTH – 7	18,0	461	G	W	hlina piesčitá s ojed. úlomkami	–	–	–
3.	VTH – 7	21,0	462	G	W	piesok rôznozrnný hlinitý s ojed. úlomkami	–	–	–
4.	VTH – 7	34,0	463	G	W	štrkopiesok rôznozrnný	–	9,3	2,02
5.	VTH – 7	36,0	464	G	W	štrkopiesok rôznozrnný hlinitý	–	–	–
6.	VTH – 7	51,0	465	G	W	piesok rôznozrnný s ojed. úlom.	–	–	–
7.	VTH – 7	63,5	466	G	W	–„–	–	5,88	0,80
8.	VTH – 7	69,4	475	F	R/W	–„–	–	–	–
9.	VTH – 7	73,0	467	G	R	štrkopiesok rôznozrnný	–	3,36	3,6
10.	VTH – 7	79,8	468	G	R	piesok rôznozrn. s ojed. úlomkami	–	–	–
11.	VTH – 7	89,5	469	G	R	–„–	–	–	–
12.	VTH – 7	94,0	470	G	R	–„–	–	–	–
13.	VTH – 7	98,5	471	G	R	–„–	–	–	–
14.	VTH – 7	134,5	472	G	R	štrkopiesok rôznozrnný	–	–	–
15.	VTH – 7	140,5	473	G	R	piesok strednozrnný	–	–	–
16.	VTH – 7	141,4	45	G	R	–„–	–	–	–
17.	VTH – 7	159,5	474	G	R	piesok rôznozrn. s ojed. úlomkami	–	–	–
18.	VTH – 7	183,0	47	Pg	Sp	piesky hrubo až strednozrnné			

Obsah frakcií v %											$CaCO_3$ v %	Humus v %	pH v H_2O v KCl
7-4	4-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	<0,05	>2	2-0,05	0,05-0,002			
–	4,0	2,9	9,7	25,6	39,2	13,9	4,7	4,0	91,3	4,7			
–	0,7	1,2	6,5	51,1	33,4	3,8	3,3	0,7	96,0	3,3			
–	0,7	1,1	17,0	43,0	25,0	7,8	5,4	0,7	93,9	5,4			
3,2	10,6	5,5	6,8	8,7	12,4	8,2	43,8	14,6	41,6	43,8			
11,1	15,5	11,3	11,5	7,2	5,2	3,0	12,0	49,8	38,2	12,0			
11,1	4,7	6,8	6,1	3,7	1,7	0,5	8,9	72,3	18,8	8,9			
4,1	9,6	8,3	11,6	13,1	10,1	3,3	26,3	27,3	46,4	26,3			
8,8	12,4	7,0	6,9	4,1	1,9	0,6	2,0	77,5	20,5	2,0			
8,9	18,4	12,0	8,5	3,7	2,1	14,02	–	59,68	40,32	–			
6,3	11,9	10,2	14,0	11,0	6,5	8,3	–	50,00	50,00	–			
8,5	21,1	16,0	15,0	8,4	4,0	7,1	–	49,50	50,50	–			
2,2	6,5	8,7	18,0	22,3	15,6	7,5	17,0	10,9	72,1	17,0			
10,8	12,2	5,6	6,9	7,8	10,2	6,0	14,8	48,7	36,5	14,8			
2,7	6,1	5,9	13,2	20,8	14,3	1,4	2,3	42,1	55,6	2,3			
17,5	28,7	17,3	15,2	10,0	2,7	0,3	1,3	53,2	45,5	1,3			
–	1,0	3,1	13,7	13,0	26,7	2,4	10,1	1,0	88,9	10,1			
–	1,7	6,0	17,7	27,0	28,5	3,6	18,5	1,7	79,8	18,5			
–	0,86	2,87	44,6	27,5	24,17		–	0,86	99,14	–			
–	2,0	16,4	32,1	20,0	16,4		13,1	2,0	84,9	–			
–	2,2	36,0	46,0	66,0	10,2		72,0	2,2	250	–			
–	2,15	14,6	33,3	20,8	14,35		14,8	2,15	83,05	–			
–	1,0	2,2	5,0	10,6	8,2		73,0	1,0	26,0	38,5			
–	5,0	7,85	28,3	32,7	12,75		13,4	5,0	81,6	9,8			
–	10,2	33,0	31,0	11,0	1,3		13,5	10,2	76,3	11,7			
–	8,29	7,6	13,65	19,5	19,2	6,68	24,58	8,29	66,75	18,57	1,27	0,3	7,85–6,7
0,75	9,55	9,55	17,85	17,85	10,2	2,35	31,9	10,3	57,8	28,15	1,27	0,16	8,1 –7,0
–	2,25	0,43	2,8	22,78	51,6	15,75	4,39	2,25	93,36	4,39	1,37	0,16	7,65–7,1
2,86	10,48	11,74	30,72	22,70	7,22	0,92	2,04	24,66	73,30	2,04	1,37	0,16	7,3 –7,0
5,84	13,92	14,14	17,90	19,80	11,90	2,92	13,54	19,76	66,70	13,54	1,22	0,1	5,2 –6,3
–	2,0	12,25	32,5	24,5	22,5	4,5	1,75	2,0	96,25	1,75	1,17	0,1	7,1 –6,75
0,95	0,8	8,25	40,0	25,6	10,0	1,9	5,82	8,43	85,75	5,82	1,26	0,1	6,9 –6,55
–	1,3	1,4	30,0	36,85	19,4	8,4	2,65	1,3	96,05	2,65	1,12	0,07	7,45–6,8
1,84	19,62	33,34	30,44	4,98	1,06	0,6	1,16	28,42	70,42	1,16	1,38	0,36	7,2 –6,8
–	0,85	7,1	40,6	28,75	16,75	3,75	2,2	0,85	96,95	2,2	1,36	0,06	7,1 –6,75
0,5	12,35	16,1	24,35	14,5	18,02	10,75	3,4	12,85	83,75	3,4	1,76	0,51	6,6 –5,6
–	6,85	8,05	16,4	33,85	23,65	7,2	4,0	6,85	89,15	4,0	1,96	0,06	6,9 –5,8
2,1	2,5	14,25	37,6	25,45	10,65	4,75	2,7	4,6	92,7	2,7	1,76	0,16	7,2 –6,5
0,22	20,1	21,04	27,24	21,90	6,42	1,94	1,14	30,32	68,54	1,14	1,32	0,16	7,5 –6,9
–	7,85	32,2	39,5	14,85	4,25	0,55	0,80	7,85	91,35	0,80	1,37	0,16	7,8 –6,9
–	2,4	32,3	40,4	16,7	6,3	0,8	1,1	2,4	96,5	1,1			
–	6,4	24,0	41,4	19,2	6,5	1,8	0,7	6,4	92,9	0,7	1,41	0,07	7,3 –7,4

Pokračovanie tab. 13

Por. čís.	Lokalita	Hĺbka v m	Číslo vzorky	Gen. typ	Stratigr. index	Typ sedimentu	> 30	30-15	15-7
						ojedinelé úlomky	–	–	–
19.	VTH – 7	211,8	48	Pg	Sp	piesok jemno- až stredozrnný s ojed. úlomkami	–	–	–
20.	VTH – 7	212,0	476	Pg	Sp	piesok rôznozrnný s ojed. úlom.	–	–	–
21.	VTH – 7	279,5	477	Pg	Sp	štrkopiesok rôznozrnný hlinitý	–	–	–
22.	VTH – 7	312,5	478	Pg	Sp	piesok jemno- až strednozrnný s ojed. úlomkami	–	–	–
23.	VTH – 7	343,5	479	Pg	Sp	piesok rôznozrnný s prímes.	–	–	–
24.	VTH – 7	377,5	480	Pg	Sp	piesok rôznozrnný s ojed. úlom.	–	–	–
25.	VTH – 7	422,5	481	Pg	Sp	štrkopiesok rôznozrnný hlinitý	–	–	–
26.	VTH – 7	436,0	482	Pg	Sp	piesok rôznozrnný hlinitý	–	–	–
27.	VTH – 7	441,0	483	Pg	Sp	piesok rôznozrnný s ojed. úlom.	–	–	–
1.	VTH – 8	27,0	S–453	G	W	piesok rôznozrnný s prímesou úlomkov	–	–	–
2.	VTH – 8	31,0	S–449	G	R	hlina kamenito-piesčitá	–	–	–
3.	VTH – 8	36,5	S–459	G	R	– „ –	–	–	–
4.	VTH – 8	43,0	S–447	G	R	štrkopiesok rôznozrnný hlinitý	–	–	–
5.	VTH – 8	49,5	S–452	G	R	piesok rôznozrnný s ojed. úlom. hlinitý	–	–	–
6.	VTH – 8	91,0	S–451	G	R	piesok rôznozrnný s ojed. úlom.	–	–	–
7.	VTH – 8	105,0	S–450	G	R	piesok rôznozrnný s prímesou úlomkov	–	–	–
8.	VTH – 8	136,0	S–448	G	R	piesok stredno- až jemnozrnný hlinitý	–	–	–
9.	VTH – 8	157,0	378	Gf	M	piesok rôznozrnný s prímesou úlomkov	–	–	–
10.	VTH – 8	162,0	379	Gf	M	– „ –	–	–	–
11.	VTH – 8	181,0	380	Gf	M	piesok jemno- až strednozrnný s ojed. úlomkami	–	–	–
12.	VTH – 8	198,0	381	Gf	M	piesok stredno- až jemnozrnný	–	–	–
13.	VTH – 8	206,0	382	Gf	M	piesok veľmi jemno- až jemnozrnný s ojed. úlomkami hlinitý	–	–	–
14.	VTH – 8	220,0	383	Gf	M	piesok jemný až strednozrnný	–	–	–
15.	VTH – 8	239,0	384	Gf	M	piesok hrubo- až strednozrnný s prímes. úlomkov	–	–	–
16.	VTH – 8	262,0	385	Pg	Sp	hlina piesčitá, silne kamenitá	17,96	2,47	3,07
17.	VTH – 8	274,0	386	Pg	Sp	piesok rôznozrnný s ojed. úlom.	–	–	–
18.	VTH – 8	305,0	388	Pg	Sp	piesok hrubo- až strednozrnný s prímes. úlomkov	–	–	–
19.	VTH – 8	362,0	391	Pg	Sp	štrkopiesok rôznozrnný hlinitý	–	–	–
20.	VTH – 8	382,0	392	Pg	Sp	piesok jemno- až strednozrnný hlinitý	–	–	–
21.	VTH – 8	408,0	393	Pg	Sp	piesok rôznozrnný s ojed.úlom.	–	–	–

Obsah frakcií v % a mm											$CaCO_3$ v %	Humus v %	pH v H_2O v KCl
7–4	4–2	2–1	1–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	<0,05	> 2	2–0,05	0,05–0,002			
0,2	3,0	23,0	50,1	17,3	5,1	0,4	0,9	3,2	95,9	0,9			
–	1,6	13,2	50,4	24,7	7,6	0,8	1,7	1,6	96,7	1,7			
–	1,75	7,2	36,3	24,5	13,0	8,6	8,65	1,75	89,6	8,65	1,35	0,10	7,4 –7,3
3,25	16,5	19,25	29,7	17,55	8,4	1,85	3,5	19,75	76,75	3,5	1,31	0,10	7,8 –7,3
–	2,15	13,85	50,8	26,7	3,35	0,85	2,3	2,15	95,55	2,3	1,17	0,23	7,4 –7,2
1,0	9,9	18,6	29,85	23,35	11,0	2,5	3,8	10,9	85,3	3,8	1,22	0,10	7,8 –7,3
–	2,25	11,25	26,9	35,45	12,95	6,45	4,75	2,25	93,0	4,75	1,36	0,18	7,0 –7,5
4,25	17,95	14,7	20,45	13,1	19,25	5,5	4,8	22,2	73,0	4,8	1,22	0,10	7,4 –7,5
–	0,8	3,05	24,5	35,95	23,6	5,55	6,55	0,8	92,65	6,55	1,32	0,06	7,5 –7,4
–	5,0	16,35	22,65	17,15	30,0	6,0	2,85	5,0	92,15	2,85	1,52	0,07	7,0 –6,7
0,32	15,7	28,53	33,97	14,42	3,85	3,21	–	16,02	83,98	–			
–	4,86	10,0	13,5	16,3		26,04	29,3	4,86	65,84	23,0			
–	4,0	5,24	8,09	10,04		22,83	49,83	4,0	46,2	40,8			
1,63	33,8	27,2	15,0	7,9		8,17	6,3	35,43	58,27	6,1			
–	1,0	5,3	30,2	3,17		46,13	14,2	1,0	84,8	12,0			
0,36	7,78	17,58	36,96	23,68	10,65	2,99	–	8,14	91,86	–			
0,31	22,7	30,67	27,91	12,58	3,07	2,76	–	23,01	76,99	–			
–	0,18	7,85	43,2	26,4		14,97	7,4	0,18	92,22	7,4			
1,96	11,1	26,8	34,9	14,9	5,83	2,23	2,28	13,06	84,66	2,28			
1,3	5,1	17,66	33,76	19,83	13,46	4,43	4,46	6,40	89,14	4,46			
0,2	2,43	8,2	51,6	29,4	6,53	0,8	0,84	2,63	96,53	0,84			
–	0,76	5,66	38,33	46,0	7,66	0,6	0,99	0,76	98,25	0,99			
–	1,5	5,2	19,16	43,5	27,7	0,17	2,77	1,5	95,73	2,77			
–	0,66	8,33	43,0	29,23	13,7	3,03	2,05	0,66	97,29	2,05			
1,23	11,2	26,23	45,3	11,4	3,0	0,9	0,74	12,43	86,83	0,74			
4,35	10,0	8,06	11,39	8,47	10,29	3,96	19,98	37,85	42,17	19,98			
0,46	11,33	16,8	30,5	27,96	8,9	1,9	2,15	11,79	86,06	2,15			
2,0	9,57	28,82	40,75	12,9	3,35	0,72	1,89	11,57	86,54	1,89			
2,23	19,0	26,73	26,1	11,03	7,13	1,83	5,95	21,23	72,82	5,95			
–	0,46	5,4	53,15	32,3	3,26	1,53	3,92	0,46	95,62	3,92			
0,46	9,4	19,16	45,5	22,9	1,4	0,3	1,28	9,26	89,26	1,28			



Obr. 5b Krivky zrnitosti glacigénnych sedimentov (würm) — výplň medzi blokmi a balvanmi: 1 — vrt VTH-1, z hĺbky 14,5 m; 2 — vrt VTH-7, z hĺbky 34,0 m; 3 — vrt VTH-8, z hĺbky 27,0 m; 4 — vrt na Skalnatom plese, z hĺbky 15,0 m; 5 — odkryv v moréne pod Štrbským plesom

Staropleistocénne kužeľové akumulácie

Nachádzajú sa na predpolí Vysokých Tatier, najmä v jeho juhozápadnej časti. Tieto akumulácie v čase svojho vzniku mali nepomerne väčšie rozšírenie, odhliadnuc od toho, že sú značne denudované. V porovnaní aj s neskoršie vznikajúcimi glacifluviálnymi kužeľmi sa vyznačujú veľkým plošným rozšírením. Staropleistocénne akumulácie sú uložené na chrbtoch medziriečisk tokov, vyskytujú sa tiež v dnách dolín. Ich hrúbka sa všeobecne smerom k úpätiu Vysokých Tatier postupne zväčšuje, dosahuje približne 40—100 m; pôvodne bola nepomerne väčšia. Prevládajúcimi faktormi vývoja týchto akumulácií boli koncentrované dočasné toky, vynášajúce veľké množstvo hrubého materiálu, ktorý akumulovali v rôznych smeroch. Väčšie a hrubšie kužele sa spájali a vytvárali predhorské závoje obopínajúce úpätie Vysokých Tatier. Kužele pozostávajú prevažne z granodioritovej zložky, menej obsahujú kremence. Granodioritová zložka štrkov je tak zvetraná, že sa dobýva ako piesok v mnohých pieskovniach. Balvany v akumulácii sa na povrchu šúpu, ale ich jadrá nie sú zdravé. Kremencový štrk je pevný, ale na čerstvom lome vidieť navetrané prstence. Materiál kužeľov je prekrytý mladšími pokryvmi. Ako ukázali odobrané vzorky z povrchových odkryvov (Východná pri hradskej, Nová Lesná atď.), kužeľový materiál tvoria piesčito-kamenito-hlinité sedimenty s vysokým zastúpením frakcie nad 2 mm (vyše 40 %) a piesku (menej než 50 %) s obsahom hlinito-prachovitých častíc (menej než 0,005 mm) 10—20 % (tab. 13).

Glacifluviálne kužele mindelu

Ako vidieť z Geomorfologickej mapy Vysokých Tatier a ich predpolia (M. Lukniš 1968) — tvoria väčšinou pozdĺžne pásy, a len v niekoľkých prípadoch ostrovy na

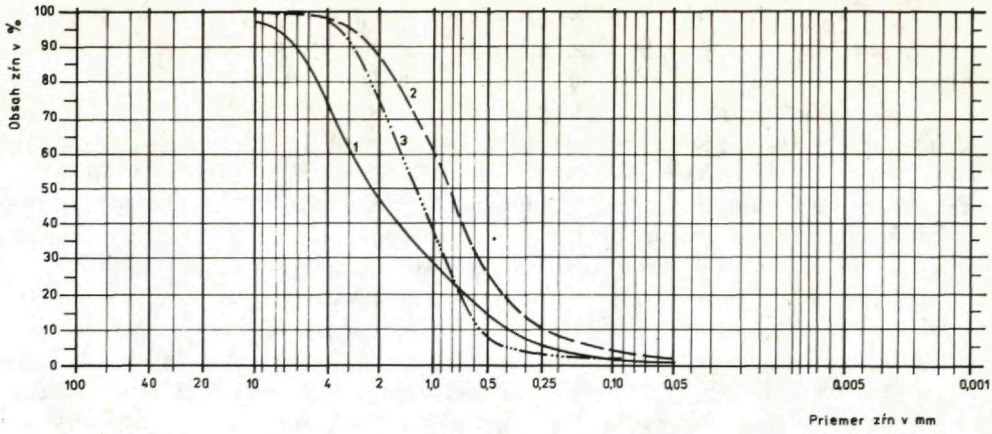
predpolí Vysokých Tatier. Vo forme pásov sa ich výskyt sústreďuje obyčajne pozdĺž potokov, ako sú Belá, Čierny potok, Rakovský potok, Batizovský potok, Nová voda, Čierna voda, Šarpanec, ďalej medzi Tatranskou Lesnou a Mlynicou atď. Šírka pásov je rôzna, dosahuje až 20 km, podobne aj ich dĺžka je rôzna. Hrúbka pokryvov sa v smere od Vysokých Tatier zmenšuje. Podľa vrtov je hrúbka nasledovná: VTH-3 = 31 m, VTH-6 = 82 m, VTH-8 = 106 m, HV-4 = 33 m. Akumulácia glacifluviálnych kužeľov mindelu je petrograficky jednotná. Tvorí ju štrkový materiál, ktorého valúny sa pomerne rýchlo pod údermi kladiva rozpadávajú, ďalej sú zastúpené piesky, hliny a piesčito-kamenitý materiál. V zrnitostnom zložení prevládajú rôznozrnné piesky. Celkový obsah piesku (2—0,05 mm) je väčšinou nad 70 %. Vo vrte VTH-6 sú tieto sedimenty viac polydisperzné a sú bimodálne, ojedinele polymodálne. Granulomaximá sa vyskytujú v rôznych frakciách (1-0,05 mm, 0,5—0,25 mm a 0,25—0,1 mm). Vo vrte VTH-8 dominujú piesky bidisperzné, monomodálne s granulomaximami väčšinou vo frakcii 1—0,5 mm, ojedinele vo frakcii 0,5—0,25 mm. Piesky sú menej zahlinené (tab. 13, obr. 5c).

Glacifluviálne sedimenty predposledného zahľadnenia — risu, podobne ako predchádzajúce glacifluviálne sedimenty, sú zachované vo forme kužeľov tvoriacich rôzne dlhé pásy takmer pozdĺž všetkých tokov. Obyčajne sa tieto kužele vkladajú medzi staršie. Kužele v porovnaní so staršími sú užšie, majú najviac 800 m. Petrograficky majú jednotný materiál, zvetraný a dosť drsný povrch, na čerstvom lome majú navetrané prstence.

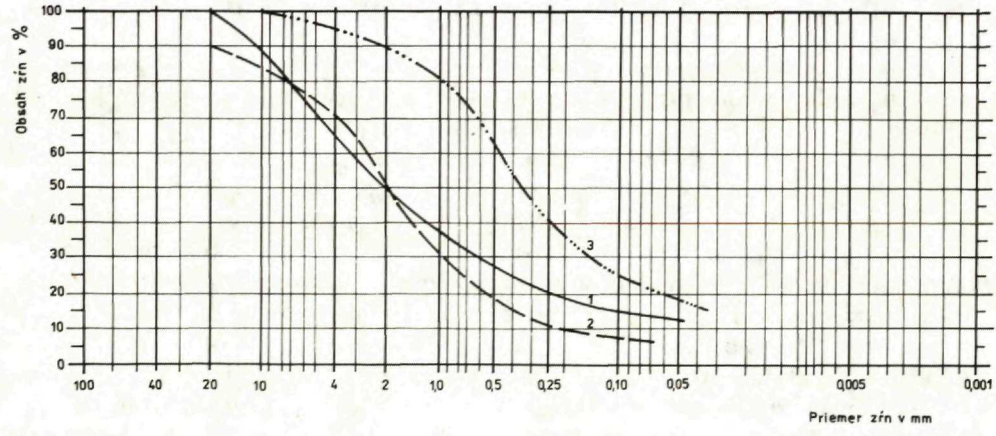
Glacifluviálne sedimenty posledného zaľadnenia (würmu až neskorého glaciál-würmu) tvoria na predpolí Vysokých Tatier tvary obrátených lievikov, ktoré sa v pozdĺžnych smeroch tokov postupne zužujú. Kužele sú vtesnané medzi staršie kužeľové akumulácie, svojou širšou základňou sa pripínajú ku koncovým morénam, resp. nadväzujú na ne. Glacifluviálny materiál je tvorený valúnovo-štrkovým materiálom a piesčitou alebo piesčitoštrkovou výplňou. Charakteristickou črtou akumulácie týchto kužeľov je postupné zmenšovanie veľkosti štrkového materiálu v pozdĺžnom smere. Hrúbka glacifluviálnych sedimentov posledného zaľadnenia je rôzna: vrt VTH-1 (26,5 m), VTH-2 (7 m), VTH-4 (18 m), VTH-6 (10 m), VTH-7 (67 m), VTH-8 (28 m), HV-4 (13 m). Podľa zrnitostných rozborov materiál glacifluviálnych kužeľov posledného zaľadnenia je všeobecne piesčito-kamenitý až kamenitý. Sedimenty sú výlučne polydisperzné a polymodálne a často zahlinené, obsahujú hlinito-prachovitú frakciu (menej 0,05 mm) vyše 10 %, granolomaximá sa vyskytujú vo všetkých piesčitých frakciách (tab. 13, obr. 5d).

Fluviálne sedimenty riečnych terasových stupňov a poriečnych nív

Medzi riečnymi akumuláciami terasových stupňov sa rozlišujú predovšetkým terasy patriace rieke Poprad. Vyššie terasové stupne tohto toku sú zachované fragmentárne vo výškach 95—96 m (1. vysoká terasa), 68—79 m (2. vysoká terasa) a 20—23 m (3. vysoká terasa). Pretože tieto terasové stupne nemajú podstatnejší hydrogeologický význam, ich opisom sa nebudeme podrobnejšie zaoberať, ale odkazujeme na literatúru (M. Lukniš 1973, J. Szaflarski 1937).



Obr. 5c Krivky zrnitosti glacifluviálnych sedimentov (mindel):
1 — vrt VTH-6, z hĺbky 38,0 m; 2 — vrt VTH-8, z hĺbky 157,0 m; 3 — vrt HV-4, z hĺbky 103,0 m

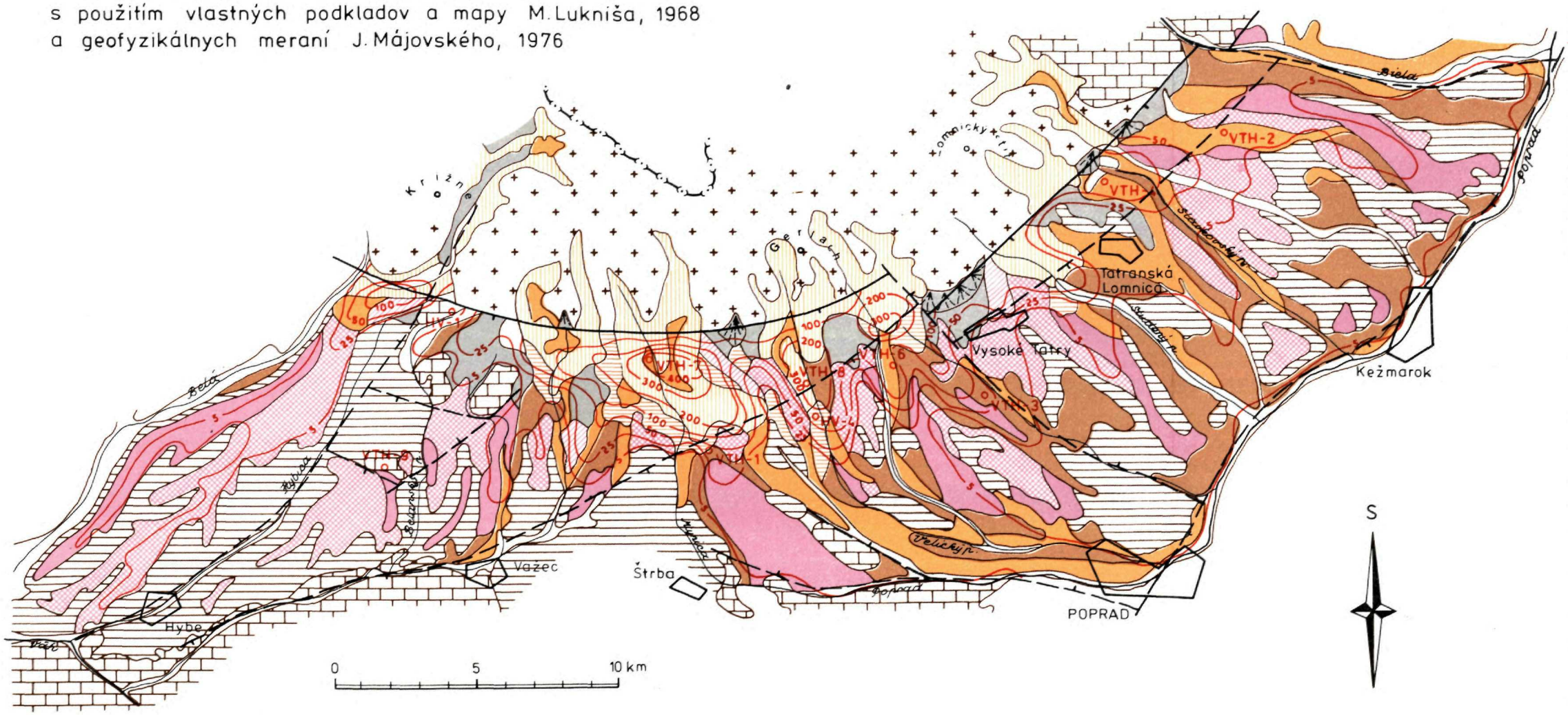


Obr. 5d Krivky zrnitosti glacifluviálnych sedimentov (würm):
1 — vrt VTH-2, z hĺbky 1,7 m; 2 — vrt VTH-3, z hĺbky 14,7 m; 3 — vrt VTH-6, z hĺbky 9,5 m

Stredné terasové stupne Popradu. Ide v podstate o dva stupne: 1. stredná terasa s výškou fluviálnej akumulácie 20—23 m a 2. stredná terasa s výškou bázy 8—12,5 m nad úrovňou rieky. Tieto terasové stupne sa pomerne výrazne zachovali po ľavej strane rieky Poprad od Spišskej Soboty na Veľkú Lomnicu, Kežmarok, Spišskú Belú atď. Hrúbka fluviálnej akumulácie uvedených stupňov je okolo 3 m. Materiál akumulácie zastupujú štrky, ktoré sú pomerne dobre opracované, slabšie zvetrané. Vekove sa tieto stupne začleňujú do risu.

SCHEMATICKÁ MAPA HRÚBOK KVARTÉRNYCH SEDIMENTOV NA JUŽNÝCH SVAHOCH VYSOKÝCH TATIER A V ICH PREDPOLÍ

Zostavil I. Vaškovský – V. Hanzel, 1982
s použitím vlastných podkladov a mapy M. Lukniša, 1968
a geofyzikálnych meraní J. Májovského, 1976



- glacigénne sedimenty — mindel;
- glacigénne sedimenty — ris;
- glacigénne sedimenty — würm;
- periglaciálne kužele — kvartér vcelku;
- polygenetické sutiny — kvartér vcelku;
- glacifluviálne sedimenty — kvartér vcelku;
- glacifluviálne sedimenty — mindel;
- glacifluviálne sedimenty — ris;
- glacifluviálne sedimenty — würm;
- poriečne nivy — holocén;
- izolínie hrúbok kvartérnych sedimentov;
- o HV-1 vrty;
- kryštalinikum;
- mezozoikum;
- paleogén;
- zlomy — zistené, predpokladané

GÚDŠ EČ 10–1984

Poriečne nivy Bieleho Váhu, Popradu a ostatných prítokov v predpolí Vysokých Tatier. V dolinách Popradu a Bieleho Váhu tvoria dnovú výplň, pritom úzko nadväzujú v bočných prítokoch glacifluviálne akumulácie posledného zaľadnenia. Hrúbka akumulácie poriečnej nivy Popradu dosahuje 3—5 m. Budované sú taktiež štrkovým materiálom, pomerne čerstvým a dobre opracovaným.

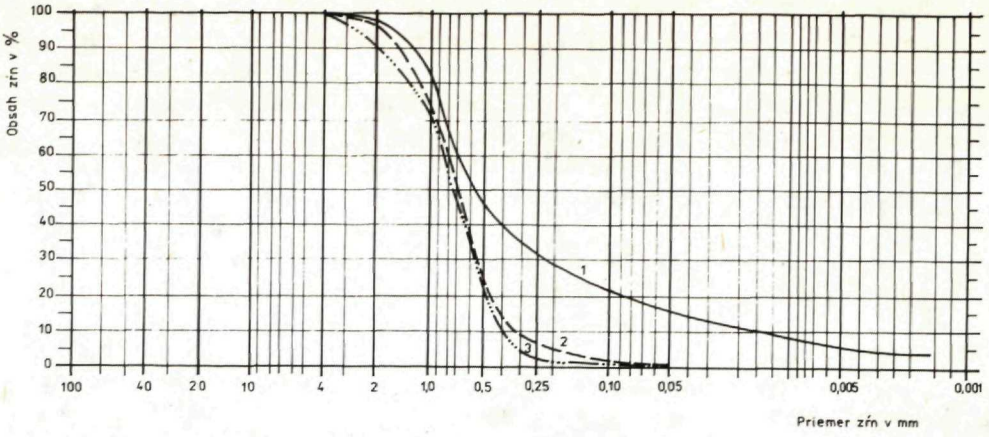
Do poriečnych nív Popradu a Bieleho Váhu, ako aj do glacifluviálnych sedimentov posledného zaľadnenia, sú hlboko vrezané holocénne poriečne nivy. Napr. pri Porade je holocénny vrez −2 až −1 m. U prítokov je podstatne väčší. Obyčajne sú tvorené hrubým, zaokrúhleným, dobre opracovaným štrkom a veľmi nízkym obsahom piesku.

Popri opísaných fluviálnych sedimentoch Popradu z vrtov VTH-6 (10,7—12,0 m) a VTH-7 (67,5—72,0 m) sa vyskytujú vrstvy pieskov, ktoré sme začlenili medzi fluviálne sedimenty a predpokladáme, že ich tvorba prebehla počas posledného interglaciálu risu/würmu. Sedimenty podľa zrnitostných rozborov sú polydispezrné, polymodálne, s obsahom častíc menej než 0,05 mm, asi 15 %. Vo vrte VTH-7 ide o piesky rôznozrnné, polydisperzné, monomodálne s granulometrickým maximom vo frakcii jemného piesku (0,5—0,25 mm) a s obsahom prachovito-hlinitých častíc asi 3 %.

Polygenetická akumulácia

Nachádza sa na úpätí Vysokých Tatier vo forme väčších a menších ostrovov medzi výbežkami mladých morénových bášt pod Veľkou Pálenicou, medzi Surovcom a Pavúčou dolinou smerom k Trom studničkám, severovýchodne od Hrádku, juhozápadne od Štrbského plesa, v okolí Veľkého Rinčového potoka, Veľkej a Malej Žltej steny, v širšom okolí Starého Smokovca, Tatranskej Lomnice, medzi Kežmarskými žľabmi a Čiernou vodou. Podrobnejšie opísal polygenetickú akumuláciu a jej rozšírenie už F. Dénes (1902), neskôr M. Lukniš (1965, 1973). Litologické zloženie polygenetickej akumulácie je pestré. Makroskopicky ju tvoria okruhliaky, balvany, piesok, hlina a rôzne úlomky granodioritov. Stavba akumulácie je zložitá. V niektorých miestach sa zhromažďujú štrky, balvany, inde zasa piesok, hlina alebo úlomkovitý materiál. V celej hrúbke akumulácie pozorovať stopy po zvrstvení soliflukciou, splachom prenášania sutín z vyšších polôh do nižších. Aj povrch akumulácie sleduje celkový sklon smerom od severu na juh, resp. juhovýchod. Pri premiestňovaní sutinového materiálu sa premiešavajú staršie sutiny s mladšími, menej zvetranými. Z viac-menej vyrovnaného povrchu akumulácie vystupujú menšie plošiny, ktoré najčastejšie predstavujú pozostatky starších glacifluviálnych kužeľov. V akumulácii sú často vedľa seba, alebo aj na sebe, naložené viaceré genetické typy sedimentov. Hrúbka akumulácií býva kolísavá, podľa údajov z vrtov (VTH-6, VTH-7, VTH-8) dosahuje vyše 200 m (príl. 2, obr. 4).

Polygenetická akumulácia na úpätí Vysokých Tatier vystupuje väčšinou v nerovnomerne rozšírených a dosť plytkých odkryvoch. Najlepší profil týmito sedimentmi nám poskytujú odkryvy Veľá a Malá Žltá stena neďaleko Tatranskej Polianky. Odkryv Veľkej Žltej steny opísal podrobnejšie M. Lukniš (1965, 1973).



Obr. 5e Krivky zrnitosti polygenetických sutín (starý pleistocén):
1 — vrt VTH-6, z hĺbky 123,0 m; 2 — vrt VTH-7, z hĺbky 183,0 m; 3 — vrt VTH-8, z hĺbky 408,0 m

Výška odkryvu je približne 58 m a dĺžka 250 m, vo výške 1025—1042 m n. m. Podložie odkryvu tvoria horniny paleogénneho flyšu. V odkryve sa odlišujú tri komplexy.

Spodný komplex, hrubý asi 40 m, pozostáva z riečne opracovaného štrku a balvanov, ktoré silne zvetrali. Pravdepodobne ide o staropleistocénne glacifluviálne kužele.

Stredný komplex je hrubý asi 10 m. V základnej hmote tohto komplexu sa nachádzajú okrem pevného materiálu aj navetrané štrky a balvany. Zvetranejší materiál bol resedimentovaný z materiálu podložného. Vekove sa tento komplex začleňuje do stredného pleistocénu.

Vrchný komplex (hrúbka asi 10 m) sa vyznačuje postupným pribúdaním nezvetraného štrku a balvanov. Pevnejší štrk a balvany sú menej opracované. Tento komplex sa člení na tri súvrstvia: spodné solifluované súvrstvie, interglaciálne riečne sedimenty a pomerne hrubý materiál z posledného glaciálu, na ktorom je vyvinutá pôda.

Medzi granulotypmi dominujú rôznozrnné piesky, ďalej sa nachádzajú zriedkavejšie hliny a íly (s obsahom frakcie menej než 0,002 mm—44,2 %). Frakcia piesku (2,0—0,05 mm) je v týchto sedimentoch vysoko zastúpená (vyše 70 %). Prevládajú sedimenty polydisperzné a bimodálne. Charakterizuje ich výskyt granulomaxima, najmä vo frakcii 1—0,5 mm (vo frakcii stredného piesku; obr. 5e).

Svahové sedimenty

Zahrňujú viacero druhov sedimentov: úsypy, mury, zlomiská a zosuny.

Úsypy sú priestorove veľmi rozšírené v hlbokých dolinách so strmými svahmi, zvlášť v trógoch a kotloch, ako aj na úpätiach strmých svahov neľadovcových dolín. Pozostávajú najmä z rôzne veľkých úlomkov odrobenín skalného podložia. Ich

vývoj je spojený s odpadávaním a odgúľavaním skalných úlomkov. Na úpätiach stien pod skalnými zrázmi sa ukladajú úsypy do úsypových kužeľov, ktoré viac-menej pokrývajú dolné časti skalných stien. Pomerne často sa úsypové kužele navzájom spájajú, tvoria úsypové vence tiahnuce sa na dlhé vzdialenosti. Najvyššie úsypové kužele pozorujeme v záveroch trógov, pretože tu sú ľadovcami podťaté steny. Podľa M. Lukniša (1973) v našej časti Vysokých Tatier je približne 351,490 000 m^3 úsypových materiálov.

Mury vo Vysokých Tatrách, ako uvádza M. Lukniš (1973), vznikajú obyčajne v žľaboch a v úsypových kužeľoch. Tvorba mur je podmienená klimatickými zmenami, hlavne náhlymi prietržami mračien a veľkými lejakmi, ktoré mimoriadne zvodňujú úsypové materiály.

Zlomiská sa vyskytujú na stenách trógov, kde ľadovce bočnou eróziou podťali skalné steny. Po ústupe ľadovcov sa stabilita stien porušila a došlo k veľkému skalnému zrúteniu. Najtypickejším príkladom skalného zlomiska vo Vysokých Tatrách je svah pod Slavkovským štítom.

Zosuny sa tvoria na predpolí Vysokých Tatier v časti budovanej sedimentmi paleogénu. Tvoria tu zvláštnu skupinu svahových sedimentov, ktoré sa vyznačujú samostatným morfologickým tvarom. Najčastejšie vznikajú pohybom niektorých častí kvartérnych svahových sedimentov, avšak nie sú zriedkavé ani pohyby podložných paleogénnych sedimentov. Ich vývoj je obyčajne predisponovaný nespevnenými alebo málo spevnenými hlinitými a hlinito-piesčitými svahovými sedimentmi alebo úlomkami a balvanmi granodioritov uložených na flyšových súvrstviach. Ďalšou významnou zložkou vedúcou k tvorbe zosunov sú podzemné a zrážkové vody, ktoré sa sústreďujú najmä na rozhraní priepustných a nepriepustných sedimentov a vytvárajú aktívne šmykové plochy. Z typologického hľadiska sa tu najčastejšie stretávame s plošnými zosunmi, napr. okolo Grand hotela Praha v Tatranskej Lomnici, alebo s prúdovými zosunmi. Okrem aktívnych (živých) zosunov sa vyskytujú zosuny stabilizované.

Organické sedimenty

Na území Vysokých Tatier a na ich predpolí sú známe výskyty rašelinísk, ktoré sa nachádzajú priamo na dnách alebo okrajoch trógov a v dolinách potokov. Z väčších rašelinísk spracoval peľové analýzy E. Krippel (1963) (Nové Štrbské pleso, Tatranský Domov, Chrystlová, Jamník). Peľové spektrá poukazujú na to, že k ich vývoju došlo väčšinou začiatkom preboreálu, čiže začiatkom holocénu.

Geologicko-tektonický vývoj

Tektonická stavba skúmaného územia je veľmi zložitá (V. Uhlig 1897—1907, D. Andrusov 1958, 1959, 1968, A. Šurka 1958, A. Gorek 1959, O. Fusán et al. 1963 atď.). Bližšie objasnenie jeho štruktúrnotektonického plánu treba brať v širšom kontexte so zreteľom na priebeh tektonických pochodov centrálnokarpatských pohorí, najmä Vysokých Tatier a Podtatranskej (Liptovsko-popradskej)

kotliny. Už na prvý pohľad vidieť, že tu ide o dva rozdielne (protichodné) tektonické fenomény. Ich terajší štruktúrnotektonický plán je vytvorený z niekoľkých prvkov, ktoré sú výsledkom viacerých horotvorných pochodov (variského, hercýnskeho, snáď aj starších) a nevýraznejšie uplatneného alpínskeho orogénu.

Rekonštrukcia účinkov starších, predalpínskych orogénnych cyklov na sledovanom území a i na jeho širšom okolí naráža na mnohé ťažkosti. Určité poznatky v tomto smere ponúka obnažená časť kryštalinika Vysokých Tatier. V prvom rade ide o doposiaľ nevyjasnený vek sedimentárnych komplexov, z ktorých vznikali kryštalické bridlice. A. GOREK (1959) stanovuje ich vek na základe analógie z iných jaderných pohorí v pomerne širokom rozpätí, ako proterozoický až kambricko-silúrsky. Bližší je zatiaľ J. KANTOROM (1959) stanovený vek granitoidných intrúzií vo Vysokých Tatrách — 229 mil. rokov, čiže spadajú do hercýnskej etapy. D. ANDRUSOV (1959) predpokladá, že vo Vysokých Tatrách sa počas hercýnskeho vrásnenia uplatnili tri fázy: fáza hercýnska, fáza predvrchnokarbónska, predstrednopermská (asi sálska) a napokon fáza popermská a predspodnotriasová (pfalcká).

Omnoho výraznejšie než staršie orogénne cykly sa na skúmanom území a jeho okolí prejavuje alpský orogén. Zvlášť výrazné sú štruktúry vytvorené týmito tektonickými pohybmi vo Vysokých Tatrách, kde samotný orogén prebiehal vo viacerých fázach. Podľa A. GOREKA (1959) sa v kryštaliniku Vysokých Tatier vytvorili mylonitové zóny v niekoľkých po sebe sa opakujúcich pohyboch, ich predispozícia bola daná už variskou tektonikou, najmä mladšími fázami v granitoidnom telese. Počas alpských vrásnivých pohybov sa tieto poruchy zvýraznili, a to jednak pri hlavnej fáze, t. j. pri presunutí subtatranských príkrovov, jednak pri popaleogénnom vrásnení. Poruchové pásma charakteru mylonitových zón môžeme rozdeliť do dvoch skupín, a to: okrajové—plošné pásmo s pomerne malým uhlom sklonu a pásma strmouhlé.

Ako ďalšiu črtu alpského orogénu na skúmanom území a jeho okolí treba uviesť v súhlase s D. ANDRUSOVOM (1959) a O. FUSÁNOM et al. (1963), že mezozoické série i staršie útvary boli postupne zvrásnené (v iných oblastiach Karpát i metamorfované), súčasne sa presúvali mezozoické masy, čím vznikali dnešné tektonické jednotky. Dôležité je tu ešte pripomenúť, že sa tým zastreli a preformovali staršie štruktúry.

Alpská etapa vrásnenia vyvrcholila pred vrchnou kriedou (mediteránna fázy), keď sa vytvárali ležaté vrásy, ďalekosiahle príkrovy — krížňanský, chočský a ich časti. Nevylučuje sa teda možnosť presunutia aj jadra Vysokých Tatier. Smery vrás, príkrovov aj obalovej série majú severnú vergenciu.

Po kriedových horotvorných pohyboch skúmané územie a jeho širšie okolie (Tatry, Nízke Tatry, Podtatranská kotlina) boli vynorené. Charakter pevniny sa prakticky zachoval až do lutétu. Až začiatkom vrchného lutétu nastáva na nerovnaký povrch postupná transgresia mora. Počas ilýrskej tektonickej fázy more postupne zaplavilo nielen celé skúmané územie, al aj jeho širšie okolie, prakticky v rozsahu vnútorných Karpát až po kordiléru Slovenského rudohoria. Vďaka pyrenejskej tektonickej fáze od vrchného eocénu až spodného oligocénu dochádza na celom území, aj v častiach už skôr zaplavených morom, k výraznejším zmenám. Vtedy sa prehlbujú sedimentačné priestory, začína sa intenzívna sedimentácia

ílovcovej a flyšovej litofácie, ktorá podľa údajov P. GROSSA et al. (1980) v priestore Podtatranskej kotliny (strednej časti Liptovskej kotliny) dosahuje okolo 800 m. Potom východným smerom k štrbskému prahu sa jej hrúbka stenčuje, avšak odtiaľ naďalej východným smerom do Popradskej kotliny, ako ukazuje vrt HV-3 (J. NEMČOK—V. HANZEL et al. 1981), sa opäť zväčšuje ílovcová litofácia na 389 m a hrúbka flyšovej litofácie dosahuje okolo 1200 m. Počas helvétskej fázy koncom oligocénu more ustúpilo. Od ukončenia sávskej fázy (egenburgu) do bádenu niet na skúmanom území údajov, na základe ktorých by bolo možné usudzovať o priebehu geologického vývoja. Môžeme však predpokladať, že vtedy mala dominujúce postavenie erózia a denudačné procesy. Vplyvom intenzívnejších tektonických pohybov, približne v polovici bádenu, nastal vo Vysokých Tatrách väčší tektonický zdvih a v Podtatranskej kotline zasa relatívny pokles. Iba na území Poľska, na severnej strane Tatier, K. BIRKENMAJER (1954) zistil v západnej časti Oravsko-novotargskej kotliny jazernú sedimentáciu a zvyšok deltovej akumulácie na Domajevskom wierchu. Tieto sedimentácie vznikali od bádenu, prevažne najmä počas sarmatu. Keďže v uvedených akumuláciách sa nenachádzajú materiály z Tatier, možno usudzovať, že i napriek pomerne intenzívnym eróznym procesom Tatry mali vtedy ešte paleogénny plášť. Počas neskorších tektonických fáz neskoršieho miocénu (panónu, pontu) a pliocénu (dáku a rumanu) dochádzalo na území Vysokých Tatier k ďalším nerovnomerným kombinovaným zdvihom. Tieto sprevádzal vývoj drobných zlomov, no i pokračovanie eróznych a denudačných procesov, ktorými sa postupne Vysoké Tatry zbavovali paleogénneho plášťa; tak sa postupne väčšmi rozčleňoval predpaleogénny povrch. Podľa M. KLIMASZEVSKÉHO (1950, 1951) Vysoké Tatry mali vtedy charakter stredných hôr. Intenzívnejší zdvih Vysokých Tatier zaznamenávame počas rodanskej fázy a neskoršej valašskej fázy. Relatívny pokles nastáva v tom čase v Podtatranskej kotline. Ako vo Vysokých Tatrách, tak aj v Podtatranskej kotline dochádza k zosilnenej riečnej erózii. Počas vrchného pliocénu (rumanu) východná časť Oravsko-novotargskej kotliny (na severnej strane úpätia Tatier) poklesáva. Tu sa vytvorili jazerá, v ktorých W. SZAFER (1947) stanovil vrchnopliocénnu flóru. Podobné jazero vzniklo v tomto období pravdepodobne aj v strednej časti Liptovskej kotliny; jeho sedimenty sa zachovali na kopci Bežan. Na južných svahoch Vysokých Tatier, na ich úpätiach na styku s Podtatranskou kotlinou, dochádzalo koncom pliocénu k intenzívnemu výnosu riečnych sedimentov a k akumulácii náplavových kužeľov. Intenzívny nerovnomerný tektonický zdvih Vysokých Tatier a relatívny pokles priľahlej časti Podtatranskej kotliny sa zaznamenáva aj počas kvartéru. Na tendenciu nerovnomerného zdvihu vo Vysokých Tatrách poukazuje viacero údajov. Predovšetkým je to neobyčajná čerstvosť reliéfu, strmé svahy, úzke strmo sa spúšťajúce doliny s ešte nevypracovanými eróznymi formami i prehĺbenie predkvartérnych dien dolín na južných svahoch počas kvartéru približne o 100—150 m. Ďalej sú to neobyčajne veľké hrúbky kvartérnych sedimentov na južnom úpätí (obr. 4, príl. 2). Vývoj facetových plôch a mnoho ďalších údajov, ktoré zvýrazňujú väčšiu intenzitu týchto pohybov v pomindelskom období. Na intenzívne tektonické pohyby počas kvartéru v Podtatranskej kotline poukazuje vývoj pozdĺžnych profilov riečnych terasových stupňov a vývoj sladkovodných vápencov (travertínov).

V prvých fázach po paleogénnych tektonických pohyboch, pravdepodobne začiatkom miocénu, dochádza na skúmanom území a jeho širšom okolí k prestavbe tektonického štýlu na germanotypnú stavbu s charakteristickou vrásovo-zlomovou štruktúrou. V dôsledku tejto zmeny začínajú sa formovať štruktúry prvého radu, a to: a) megaantiklinála Vysokých Tatier, b) synlinála Podtatranskej kotliny a c) megaantiklinála Nízkych Tatier.

Megaantiklinála Vysokých Tatier má nesymetrický tvar, jej jadro tvorí kryštalinikum uťaté z juhu podtatranským zlomom. Synklinála Podtatranskej kotliny tvorí rozsiahlu štruktúru, ktorá je po okrajoch obmedzená pozdĺžnymi zlomami — chočsko-podtatranským zo severu (P. Gross et al. 1980) i na niektorých úsekoch oproti megaantiklinále Nízkych Tatier, prípadne Kozích chrbtov. Megaantiklinála Nízkych Tatier má tiež asymetrický tvar so strmšími južnými a miernejšími severnými svahmi. Základná orientácia osí všetkých troch základných tektonických prvkov má smer Z—V. Podobnú orientáciu má aj chočsko-podtatranský zlom, ktorý má strmý sklon na juh (65—90°) ((P. Gross 1973, V. Hanzel—M. Polák 1982). Zlom pozdĺž pohoria tvorí poruchový 3—4 km široký pás pozostávajúci prakticky zo systému paralelne prebiehajúcich tektonických línií. Výška jeho skoku je veľká. Práve pozdĺž tohto zlomu dochádzalo počas jednotlivých tektonických fáz, počnúc bádenom až doposiaľ, k neustálemu intenzívnemu zdvihu Vysokých Tatier a k relatívnemu poklesnutiu Podtatranskej kotliny. Z celkovej predpokladanej výšky zdvihu až 3500 m pripadá na neogénne obdobie najmenej 2500 m a na obdobie kvartéru 400—500 m.

Okrem vytvárania spomínaných troch základných tektonických úkazov, dochádza počas jednotlivých tektonických fáz aj v nich samotných k formovaniu štruktúr druhého, resp. aj tretieho radu, doprevádzaných tvorbou tektonických zlomov. Najmarkantnejšie sa to prejavuje v podtatranskej synklinále, kde sú vrstvy bazálnej litofácie od kraja panvy mierne uklonené do jej stredu a zasa vrstvy ílovcov sú zavrásnené do širokých a plochých antiklinál a synklinál. Okrem týchto štruktúrno-tektonických foriem v tektonickej stavbe, ako sme už čiastočne naznačili, významnú úlohu zohrávajú tektonické línie, ktorými sa celé územie mozaikovite člení na systém krýh. Rozlišujú sa 3 vekové kategórie zlomových línií.

K najstarším zlomom sú začleňované poruchy smeru Z—V, ide o zlomy kôrového charakteru. K mladšiemu systému patria línie smeru ZSZ—VJV a k najmladšiemu systému porúch patria tektonické línie smeru JZ—SV, JJZ—SSV až S—J.

Základné hydrogeologické hodnotenie

Geologická stavba Vysokých Tatier a ich predpolia je základným elementom, ktorý predurčuje charakter hydrogeologických pomerov územia. Jednotlivé hydrogeologické celky, ktoré môžeme v území vyčleniť (príl. 1) sa líšia hydraulickými vlastnosťami horninového prostredia, obehom, režimom a chemickým zložením podzemných vôd.

Najstarší hydrogeologický celok predstavuje kryštalinikum tvorené, ako to už bolo uvedené, hlavne granitoidmi, iba sporadicky aj kryštalickými bridlicami. Sú charakterizované puklinovou priepustnosťou najmä v kôre zvetrávania, ktorá sa zväčšuje v zónach tektonického porušenia. Celkove kryštalinikum v hodnotenom území má rozlohu 150,0 km^2.

Pre obeh a akumuláciu podzemných vôd veľmi priaznivé podmienky majú triasové karbonáty v mezozoických ostrovoch v predpolí Vysokých Tatier, a to v Liptovskej kotline, ktoré s karbonatickými brekciami, zlepencami a organogénnymi vápencami bazálnej litofácie vytvárajú jeden zvodnený komplex s puklinovou a puklinovo-krasovou priepustnosťou. Karbonátový komplex bol navŕtaný i vrtmi VTH-6, VTH-8 pod kvartérnymi sedimentmi v hĺbke asi 400,0—180,0 m medzi Vyšnými Hágami a Tatranskou Poliankou.

Podstatne odlišné vlastnosti majú sedimenty ílovcovej litofácie a flyšové sedimenty paleogénu Liptovskej a Popradskej kotliny. Ílovce, keďže sú pre vodu nepriepustné, ovplyvňujú akumuláciu podzemných vôd v priepustných horninách. Iba pieskovce, ktoré majú puklinovú a čiastočne pórovú priepustnosť (s pórovitosťou v hodnotenom území pohybujúcou sa od 4,93 do 2,34 %), akumulujú sporadicky menšie množstvo podzemných vôd. Celkove je súvrstvie paleogénu hydrogeologicky charakterizované ako nízko priepustné až nepriepustné.

Kvartérne sedimenty, hlavne glacigénne a glacifluviálne, podobne ako karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu, sú významným akumulátorom podzemných vôd v tomto území. Kvartérne sedimenty sa vyznačujú veľmi premenlivým zrnitostným zložením, čo sa odráža i vo veľmi širokej škále pórovej priepustnosti. Najväčšiu priepustnosť majú glacigénne sedimenty. Vo Vysokých Tatrách a v ich predpolí dosahujú rozlohu až 78,5 km^2 z celkovej plochy 479,0 km^2 hodnoteného územia.

Na režim a obeh podzemných vôd v Liptovskej a Popradskej kotline (Podtatranská kotlina) má vplyv kryštalinický masív Vysokých Tatier, ktorý sa pozdĺž podtatranského zlomu stýka s mezozoickými, paleogénnymi a kvartérnymi sedimentmi oboch kotlín. Stredne zvodnené kryštalinikum je drénované vysoko priepustnými triasovými karbonátmi a kvartérnymi sedimentmi, pričom rozsiahly drenážny účinok má podtatranský zlom.

Južné obmedzenie Podtatranskej kotliny tvorí mezozoikum severných svahov Nízkych Tatier, reprezentované hlavne veľmi vysoko zvodnenými karbonátmi. Na nich sú v transgresívnej polohe sedimenty bazálnej litofácie paleogénu a spolu s nimi tvoria jeden zvodnený komplex. Bilančné hodnotenie sv. svahov Nízkych Tatier (V. Hanzel 1974a), ako aj poznatky z hydrogeologických vrtov poukazujú na to, že časť podzemných vôd mezozika Nízkych Tatier komunikuje s kvartérnymi sedimentmi kotliny a s karbonátmi, ktoré sa ponárajú pod paleogénne flyšové sedimenty kotliny. Tieto vody sa podieľajú na tvorbe minerálnych vôd Liptovskej kotliny.

Podľa novej hydrogeologickej rajonizácie (V. Hanzel in J. Šuba 1978) patrí územie k týmto hydrogeologickým rajónom:

a) Kryštalinikum Západných Tatier a kvartér východnej časti Liptovskej kotliny, ktorý má ako čiastkový rajón kvartér Liptovskej kotliny.

b) Kryštalinikum Vysokých Tatier a kvartér ich predpolia s čiastkovými rajónmi kryštalinikum Vysokých Tatier a kvartér Vysokých Tatier a Popradskej kotliny.

Hydrogeologická charakteristika kryštalinika

V kryštaliniku Vysokých Tatier sú veľmi výrazné štruktúrne prvky vytvorené alpínskou tektonikou, napr. mylonitové pásma. Z nich najvýznamnejšie je už spomínané pásmo na južnom okraji granitoidného masívu, dlhé 30 km a široké 1—3 km so smerom V—Z a sklonom prevažne k juhu (paralelné s podtatranským zlomom). Je tu ešte rad nižších mylonitových pásiem, z ktorých starší má smer SV—JZ a mladší, kolmý naň, má smer SZ—JV. Silne rozpukaný granitoidný masív vytvára pomerne vhodné podmienky pre infiltráciu atmosferických zrážok a pre zvodnenie; to podmienilo miestami vznik prameňov s výdatnosťou nad 1,0 $l.s^{-1}$. Mylonitové pásma majú charakter výrazne bridličnatý a voči podzemným vodám pôsobia prevažne ako nepriepustné bariéry, a tak ovplyvňujú obeh podzemných vôd v kryštaliniku.

Významným prostredím pre akumuláciu podzemných vôd v masíve kryštalinika Vysokých Tatier sú glacigénne, glacifluviálne a svahové sedimenty, ktoré dosahujú hrúbku rádove desiatky metrov a v oblasti Štrbského plesa a Vyšných Hágov dokonca až nad 400,0 m (príl. 2). Z celkovej plochy kryštalinika 150,0 km^2 pokrývajú 23,0 km^2 glacigénne sedimenty (morény) a ďalšiu značnú časť plochy pokrývajú ostatné kvartérne sedimenty. Preto je podstatná časť puklinových vôd kryštalinika drénovaná kvartérnymi sedimentmi, do ktorých vyvierajú zväčša latentne. Kryštalinikum, ako relatívne menej priepustné než kvartérne sedimenty, resp. karbonáty mezozoika, svojimi priklonenými svahmi privádza do nich čiastočne po povrchu a čiastočne puklinovým systémom veľké množstvo zrážkových vôd, a tým ovplyvňuje ich režim a zväčšuje ich infiltračné oblasti.

Obeh podzemných vôd v kryštaliniku je viazaný na pukliny tektonického pôvodu a na pukliny zóny zvetrávania, ktoré podmieňujú vzájomnú komunikáciu obehu podzemných vôd kryštalinika s kvartérnymi sedimentmi pokrývajúcimi úpätie veľmi strmých svahov kryštalinika.

Alpinotypná tektonika podmienila vznik hustej siete tektonických puklín v granitoidnom masíve. Systémy puklín priečnej tektoniky sú otvorenejšie, priepustnejšie a pravdepodobne siahajú i do väčších hĺbok. Potvrdzovali by to výrony suchého CO_2 severne nad Novým Smokovcom (Jakúbkova lúka, príl. 1) a vznik kyseliek v Starom a Dolnom Smokovci (prameň č. 91, 92, 93 a 94), čo sa viaže na širšie zlomové pásmo diagonálne na podtatranský zlom. Prvoradý hydrogeologický význam má drobná tektonika priamo ovplyvňujúca pripustnosť kryštalinika. V celom masíve je rozptýlené množstvo poklinových prameňov s výdatnosťami väčšinou pod 1,0 $l.s^{-1}$ (príl. 1, prameň č. 4, 25, 30, 31, 64, 69, 76, 79, 84) a ojedinele s výdatnosťou 1,5 až 15,0 $l.s^{-1}$, napr. pramene na jv. svahu Kriváňa (pr. č. 3, 5, 6), vo Važeckej doline (pr. č. 29), pod Jahňacím štítom (pr. č. 62), v Malej Studenej doline (pr. č. 66), v Skalnatej doline pod Lomnickým štítom (pr. č. 67, 68). Vyvierajú vysoko nad údoliami vo veľkých nadmorských výškach

Tabuľka 14 Výdatnosť prameňov z kryštalinika

Lokalita – číslo prameňa	Názov prameňa		Horninové prostredie	Vyhodnocované obdobia	Výdatnosť (Q) – (l . s^{-1})				$\frac{Q_{max.}}{Q_{min.}}$	Rozkolísanosť $\frac{Q_{max}-Q_{min}}{Q_{priem.}}$	Variačný koefic. %	Pozorovaný (kým; počet meraní)
					Max.	Min.	Aritm. priem.	Medián				
„Pät prameňov"												
Smokovce 88	Nezachy tený		Styk kryštalinika s flyšovými sedimentmi paleogénu	od 1. nov. 1970 do 30. okt. 1980	13,1	4,1	7,7	7,5	3,1	1,16	28,1	VVAK Poprad 186
	Starý				9,0	2,2	4,6	4,3	4,0	1,47	33,2	186
	Rajner A				13,0	3,1	6,2	6,0	4,1	1,58	25,6	186
	Rajner B				6,5	2,7	4,2	4,1	2,4	0,90	15,6	186
Smokovce 89	Šasinkov				6,0	3,1	2,6	2,4	4,6	1,79	37,7	186

v morfologicky výrazných eróznych ryhách, založených v miestach tektonického porušenia. Nachádzame ich v uzávere Furkotskej, Mlynickej, Velickej, Malej a Veľkej Studenej doline. Vody vytekajúce z týchto rýh sa však pri ústí do údolia úplne strácajú vo vysoko priepustných rozsiahlych úsypoch, periglaciálnych a murovo-náplavových kužeľoch. Časť týchto vôd vyviera na povrch vo forme sutinových prameňov a časť pozvoľne prestupuje do povrchových tokov.

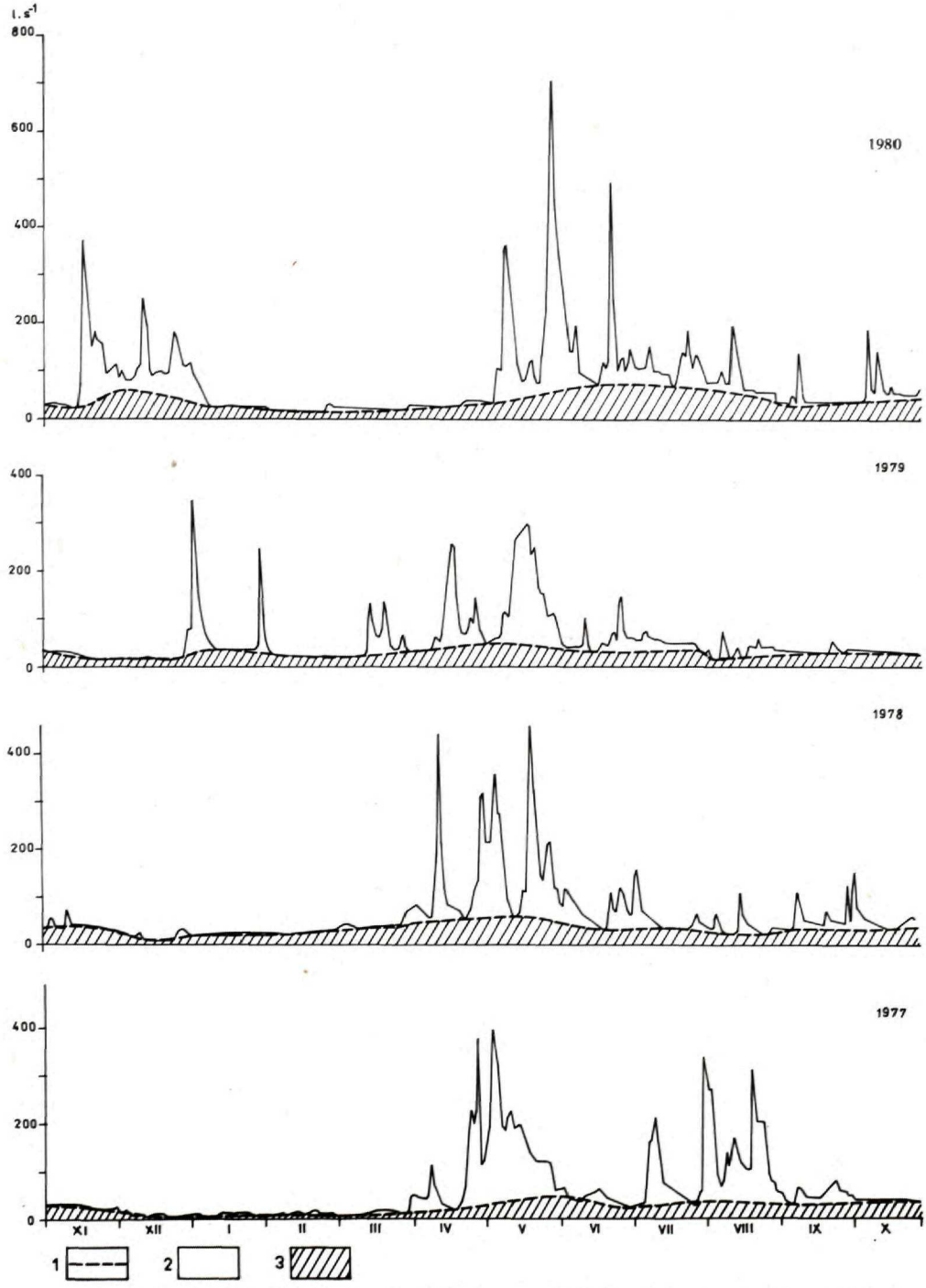
Veľký význam pre hydrogeologické pomery Vysokých Tatier majú pokryvné útvary, predovšetkým pleistocénne sedimenty, ktoré významne ovplyvňujú i hydrogeologické pomery kryštalinika. Sú veľmi dobrým prostredím pre infiltráciu zrážok, z ktorých väčšina priamo do nich infiltruje, časť sa v nich akumuluje, časť presakuje až do puklinového systému skalného podložia a zvyšujúca časť zrážok vytvára povrchový odtok.

Podstatná časť podzemných vôd kryštalinika Vysokých Tatier je koncentrovaná a vyviera na tektonickom styku granodioritového masívu (podtatranský zlom) s paleogénom Liptovskej a Popradskej kotliny. Flyšové sedimenty paleogénu vytvárajú plytko obiehajúcim podzemným vodám kryštalinika nepriepustnú bariéru. Obvykle je však tento styk zakrytý hrubou vrstvou sedimentov periglaciálnych kužeľov, úsypov a polygenetických sutín, do ktorých podzemná voda z kryštalinika prestupuje a cez ne vystupuje na povrch, miestami v podobe rozsiahlych pramenísk. Najväčšiu výdatnosť dosahujú pra-

Tabuľka 15 Celkový odtok vôd a hodnoty čiary prekročenia z povodia Belianskeho potoka na Troch studničkách

Štatistické charakteristiky		Výsledky z jednotlivých rokov				
		1977	1978	1979	1980	1977–80
Minim. odtok	$l.s^{-1}$	5,0	11,0	17,0	14,0	5,0
Priem. odtok	$l.s^{-1}$	58,2	60,1	54,5	81,0	63,4
Maxim. odtok	$l.s^{-1}$	396,0	446,0	351,0	707,0	707,0
Koeficient variácie	%	120,2	103,2	100,7	103,8	106,9
Hodnoty čiary prekročenia odtoku v $l.s^{-1}$	30 dní	186,0	131,0	130,0	183,0	157,5
	60	113,0	81,0	73,0	126,0	98,2
	90	62,0	66,0	57,0	104,0	77,2
	120	49,0	55,0	50,0	93,0	61,7
	150	39,0	45,0	41,0	77,0	50,5
	180	35,0	39,0	36,0	57,0	41,7
	210	30,0	36,0	33,0	36,0	33,7
	240	20,0	34,0	31,0	36,0	30,2
	270	14,0	29,0	27,0	28,0	24,5
	300	12,0	25,0	21,0	25,0	20,7
	330	9,0	22,0	18,0	21,0	17,5
	355	7,0	11,0	18,0	15,0	12,7
	360	6,0	11,0	18,0	15,0	12,5

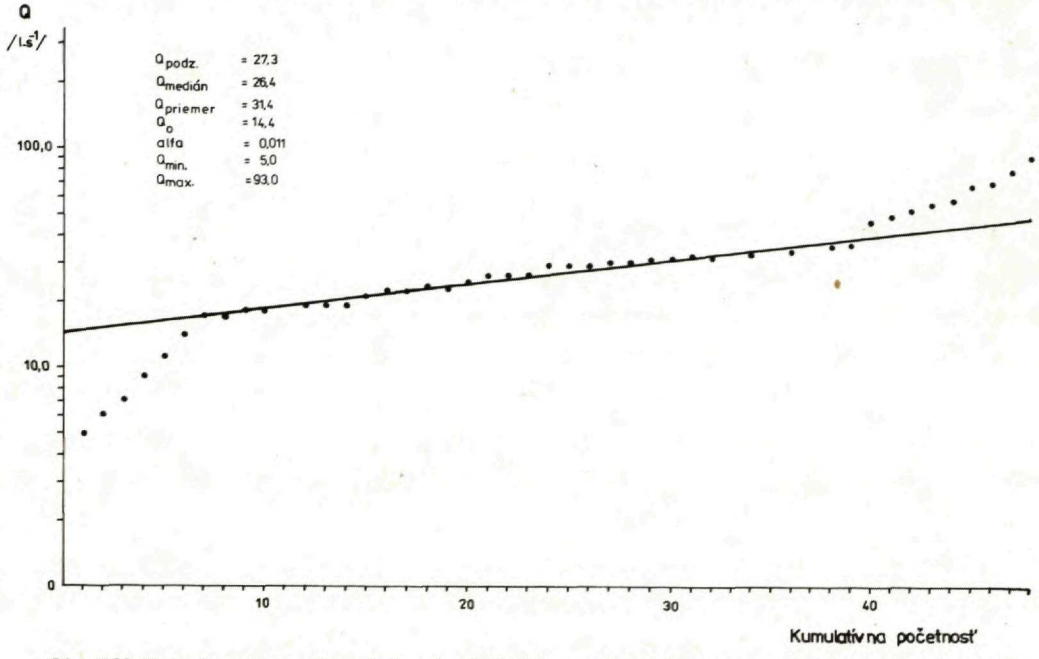
mene severne a severozáp. od Smokovcov. Výdatnosť prameniša č. 87 sa napríklad v júli 1970 pohybovala od 70,0 do 5,0 $l.s^{-1}$, bola však silne ovplyvnená zrážkami a vodami z kvartérnych sedimentov. Obdobného charakteru je bariérové pramenisko „Päť prameňov" (pr. č. 88, 89) severne nad Starým Smokovcom. Pri jeho zachytávaní pre vodovod bolo v roku 1957 odkryté široké pásmo hlboko zvetraného granodioritu (pásmo mylonitu a drveného granodioritu) s diagonálne na smer podtatranského zlomu smerujúcimi puklinami, ktorými sa voda dostávala do kvartérnej pokrývky. Výdatnosť jednotlivých prameňov tohto prameniska bola v rokoch 1970—1980 od 13,1 do 2,2 $l.s^{-1}$ (tab. 14). Ďalšia časť podzemných vôd



Obr. 6 Vyčlenenie podzemného odtoku z kryštalinika povodia Belianskeho potoka (Tri studničky) Fosterovou metódou
1 — separačná čiara; 2 — povrchový odtok; 3 — podzemný odtok

z kryštalinika vyviera do rozsiahlych sutín vo forme sekundárne sutinových prameňov (napr. pr. č. 65, 74), zvlášť však v závere Veľkého Rinčového potoka (pr. č. 39, 40, 41), kde mali tieto pramene v septembri 1969 výdatnosť 38,0—8,5 $l.s^{-1}$.

Bližšie posúdiť hydrogeologický charakter horninového prostredia kryštalinika možno na základe špecifického odtoku podzemných vôd. V rokoch 1977—1980 bol sústavne meraný odtok vôd z povodia Belianskeho potoka na Troch studnič-



Obr. 7 Vyčlenenie podzemného odtoku z kryštalinika povodia Belianskeho potoka na Troch studničkách (roky 1977 až 1980) Killeho metódou

Tabuľka 16 Odtok podzemných vôd z kryštalinika v povodí Belianskeho potoka na Troch studničkách v rokoch 1977–1980

Označenie odtoku	Jednotka	Podzemný odtok v jednotlivých rokoch				
		1977	1978	1979	1980	1977–1980
Minimálny	$l.s^{-1}$	5,0	11,0	17,0	14,0	11,7
	$l.s^{-1}.km^{-2}$	1,2	2,7	4,2	3,5	2,9
Priemerný podľa Fostera	$l.s^{-1}$	22,9	33,1	29,3	40,0	31,3
	$l.s^{-1}.km^{-2}$	5,7	8,2	7,3	10,0	7,8
Priemerný podľa Killeho	$l.s^{-1}$					27,3
	$l.s^{-1}.km^{-2}$					6,8

kách o ploche 4,0 km^2. Povodie sa nachádza na južných svahoch masívu Kriváňa a je budované granodioritmi, prakticky bez významnejšieho rozšírenia kvartérnych sedimentov. Povodie má veľmi veľký spád profilu, až nad 20,0° (na vzdialenosť asi 3,0 km je výškový rozdiel 1250,0 m). Výsledky z režimného pozorovania odtoku vôd z povodia Belianskeho potoka i s hodnotami čiary prekročenia sú uvedené v tabuľke 15.

Pomocou metódy K. Killeho (1970) a E. E. Fostera (1949) bol vyčlenený priemerný odtok podzemných vôd za roky 1977—1980. (tab. 16, obr. 6, obr. 7).

Hodnoty špecifického odtoku poukazujú na dobrú retenčnú schopnosť granitoidov, ktorá je spôsobená hlbokým dosahom zóny odľahčenia a zóny zvetrávania. Podstatná časť puklinových vôd je však drénovaná zo zóny odľahčenia a zóny zvetrávania kvartérnymi sedimentmi. Tieto vyplňujú ľadovcové doliny hlboko zarezané do kryštalinického masívu (príl. 1), ktoré takto predstavujú drény s rozsiahlym účinkom. Poukazuje na to priemerný špecifický odtok podzemných vôd meraný v rokoch 1975—1976 na Velickom potoku nad Velickým plesom (plocha 2,4 km^2), ktorý bol 22,9—15,4 l.s^{-1}.km^2.

Hydrogeologická charakteristika mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu

Mezozoické ostrovy na tektonickom styku Vysokých Tatier s Liptovskou kotlinou a južne od neho sú budované silne popukanými a miestami skrasovatenými vápencami a dolomitmi triasu. Spolu s okolitými karbonátovými brekciami, zlepencami a vápencami bazálnej litofácie paleogénu tvoria jeden zvodnený komplex s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou. Časť tohto komplexu vystupuje na povrch, avšak veľká časť je prikrytá hrubou vrstvou kvartérnych sedimentov. Prirodzená pórovitosť karbonátov je veľmi nízka (tab. 17), a preto nie je dôležitá pre akumuláciu podzemných vôd v nich. Vápence triasu a paleogénu majú však bohato vyvinuté krasové javy, hlavne v údolí Belianskeho potoka a potoka Hybica. Rozšírenie krasových javov sa viaže na pozdĺžne a priečne zlomy. Nízko mineralizované agresívne vody privádzané z kryštalinika vytvorili v tomto území 40 závrtov, 2 jaskyne, tiesňavu Hybice, škrapové pole v Zaskalistom, ponory a vyvieračky (M. Koreň 1974, A. Droppa 1968).

Režim a obeh podzemných vôd je ovplyvnený polohou karbonátov uprostred nepriepustných flyšových sedimentov paleogénu a čiastočne stykom s relatívne menej priepustnými horninami kryštalinika. Hoci na povrch vystupuje iba 4,1 km^2 karbonátov mezozoika a 11,5 km^2 karbonátov bazálnej litofácie paleogénu, vyvierajú z jednotlivých ostrovov veľmi výdatné pramene. Podzemné vody tohto krasovo-puklinového systému vyvierajú prevažne vo forme bariérových prameňov na styku s flyšovým súvrstvím paleogénu, ktoré tvorí podzemným vodám nepriepustnú bariéru.

Karbonáty v oblasti Troch studničiek, s plochou na povrchu 0,2 km^2, drénujú puklinové vody z kryštalinika. Súčasne však do nich infiltrujú vody z Belianskeho potoka, ktorý priteká z priľahlého južného svahu kryštalinického masívu Kriváňa.

Tabuľka 17 Fyzikálne parametre karbonátov mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu

Vrt, hĺbka	Lokalita	Hornina, vek	Merná hmotnosť $g.cm^{-3}$	Objemová hmotnosť $g.cm^{-3}$	Hutnosť %	Pórovitosť %	Nasiakavosť %	Zdanlivá pórovitosť
VTH–9 34,5 m	Hrubý grúň	slienité vápence s rohovcami, trias	2,722	2,680	98,42	1,58	0,21	0,56
VTH–9 49,0 m	– „ –	slienité vápence, neokóm	2,722	2,669	98,01	1,99	0,50	1,33
VTH–9 84,0 m	– „ –	slienité vápence, neokóm	2,723	2,704	99,29	0,71	0,10	0,27
VTH–9 95,5 m	– „ –	slienité vápence, neokóm	2,719	2,682	98,62	1,38	0,29	0,78
VTH–8 380,5 m	Vyšné Hágy	vápence, trias	2,740	2,690	98,17	1,83	0,35	0,94
HV–1 29,0 m	Tri studničky	karbonatické brekcie, paleogén	2,870	2,829	98,54	1,46	0,26	0,74

Skúšky robil Technický a zkušební ústav stavební v Prahe, krajské pracoviště 6 – aut. zkušebna č. 204, Brno – Komárov

Pri nízkych stavoch sa potok na styku s mezozoikom úplne stráca. Medzi ponorom a prameňom Tri studničky bol odvŕtaný mapovací geologický vrt HV-1 (v nadmorskej výške 1124,61 m). Do hĺbky 16,0 m boli prevŕtané würmské piesky s úlomkami karbonátov, granitoidov a v ich podloží do konečnej hĺbky vrtu 30,0 m karbonatické brekcie silne porušené a čiastočne skrasovatené. V rokoch 1975 až 1980 bola na vrte sústavne pozorovaná hladina vody, ktorá kolísala od 20,60 do 5,30 m pod terénom. Súčasne bola pozorovaná výdatnosť prameňa Tri studničky (č. 9, hrana merného priepadu je v nadmorskej výške 1111,47 m), ktorého maximálna výdatnosť v sledovanom období bola 178,0 $l.s^{-1}$. Pri minimálnej hladine vody vo vrte HV-1 prameň úplne vyschýnal (obr. 25). Výsledky pozorovania nás privádzajú k záveru, že strácajúce sa vody z povrchového toku prúdia v podložných karbonátoch smerom na juh, pravdepodobne až k mezozoickým ostrovom Surovec a Hrubý grúň, ktorých erózna báza je v nadm. v. asi 825,0 m.

Karbonáty súčasne drénujú rozsiahle okolité kvartérne sedimenty — polygenetické, glacigénne a glacifluviálne, čoho výsledkom je veľká výdatnosť prameňov (tab. 18,19).

Z mezozoického ostrova Hrádok, o ploche 1,8 km^2, vyviera v súčasnosti už zachytený prameň Ramžová (č. 12) s výdatnosťou od 38,6 do 7,5 $l.s^{-1}$ v rokoch 1971 až 1974 (tab. 19) a prameň Hrádok (č. 15) s výdatnosťou od 14,9 do 6,9 $l.s^{-1}$ (tab. 18).

Tabuľka 18 Výdatnosť nesústavne pozorovaných prameňov z mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu

Prameň – číslo	Dátum merania	Výdatnosť l . s^{-1}
Hybica, č. 17	20. 7. 1976	47,3
	17. 7. 1978	77,6
	7. 8. 1979	28,6
	6. 7. 1982	21,3
Hrubý grúň č. 20	17. 7. 1976	108,0
	4. 8. 1978	128,0
	6. 8. 1979	183,5
	8. 7. 1982	61,4
Nepomenovaný č. 21	17. 7. 1976	12,8
	6. 8. 1979	10,3
	8. 7. 1982	8,6
Hrádok č. 15	19. 7. 1976	11,8
	25. 7. 1978	14,9
	9. 8. 1979	12,7
	9. 7. 1982	6,9

Najväčšiu výdatnosť dosahujú pramene z mezozoických ostrovov Hrubý grúň a Surovec — o ploche 2,1 km^2, ktoré sú obklopené karbonátmi bazálnej litofácie paleogénu o ploche 11,5 km^2. Pramenisko Hrubý grúň (č. 20), zvaný i Vyvierky (v nadmorskej výške 825,0 m), mal výdatnosť od 183,5 do 61,4 $l.s^{-1}$ a nepomenovaný prameň (č. 21) pod ním od 12,8 do 8,6 $l.s^{-1}$ (tab. 18).

Severozápadne nad týmito prameňmi bol odvŕtaný hydrogeologický vrt VTH-9 Hrubý grúň s ústím vrtu v nadmorskej výške 845,96 m. Vrtom bol overený nasledovný geologický profil (V. Hanzel—M. Polák 1982):

0,0—2,00 m hlina s úlomkami pieskovcov a dolomitov;
2,0—26,00 m stredno- až hrubozrnné piesky v spodnej časti s úlomkami dolomitov a vápencov würm—holocén;
26,0—30,50 m pieskovce, kremence s úlomkami dolomitov, ílovité bridlice; anis — karn? — chočský príkrov;
48,2—91,00 m slienité vápence s medzivrstvičkami slienitých bridlíc, neokóm — krížňanský príkrov;
91,0—100 m piesok — vrtná drvina s úlomkami slienitých vápencov, neokóm — krížňanský príkrov.

Tabuľka 19. Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov z mezozoika

Lokalita – číslo prameňa	Názov prameňa	Horninové prostredie	Vyhodnocované obdobie	Výdatnosť Q – (l . s^{-1})				$\frac{Q_{max}}{Q_{min}}$	Rozkolísanosť $\frac{Q_{max} - Q_{min}}{Q_{priem}}$	Variačný koeficient %	Pozorovaný (kým, počet meraní)
				Max.	Min.	Aritmet. priemer	Medián				
Važec 12	Ramžová	Karbonáty mezozoika a bazálneho paleogénu	febr. 1971 až sept. 1974	38,6	7,5	25,4	24,5	5,14	1,22	24,3	SeVAK Liptovský Mikuláš 44
Východná 18	Kundrátovo		apríl 1972 až okt. 1980	23,0	10,0	16,6	16,3	2,3	0,78	18,4	120

V auguste 1976 bola na vrte robená krátkodobá čerpacia skúška. Hladina vody pred čerpacou skúškou bola 0,40 m pod terénom. Pri maximálnom znížení 25,20 m bola dosiahnutá výdatnosť 1,64 l.s^{-1}. Výsledky poukazujú na veľmi zložité geologicko-tektonické pomery mezozoického ostrova Hrubý grúň a zložitú cirkuláciu podzemných vôd v ňom.

Ďalšie pramene vyvierajúce z tohto komplexu sú v údolí potoka Hybica, ktorého priebeh je založený na zlome. Z vápencov a zlepencov bazálnej litofácie paleogénu na tektonickom styku s flyšovou litofáciou paleogénu vyviera prameň Hybica (č. 17) s výdatnosťou od 77,6 do 21,3 l.s^{-1} (opakované nesústavné meranie) a zachytený prameň Kundrátovo (č. 18) s výdatnosťou od 23,0 do 10,0 l.s^{-1} (sústavné pozorovanie v rokoch 1972—1980; tab. 19).

Okrem prameňov sú karbonáty mezozoika a paleogénu odvodňované i skrytými prestupmi podzemných vôd do povrchových tokov. Opakovaným hydrometrovaním povrchových tokov v bezzrážkovom období pri priemerných až podpriemerných vodných stavoch boli súhlasne zistené miesta skrytých prestupov podzemných vôd do potoka Mlyničná voda v úseku pod mezozoickým ostrovom Hrádok, do Belianskej vody v úseku pod mezozoickým ostrovom Hrádok, do Belianskej vody v úseku mezozoického ostrova Hrubý grúň a v úseku od ostrova až po štátnu cestu Poprad—Liptovský Mikuláš, v tiesňave potoka Hybica, do karbonátov bazálnej litofácie paleogénu. Kvantitatívne vyjadrenie zistených skrytých prítokov podzemných vôd je uvedené v tabuľke 20. Časť týchto skrytých prítokov je dotovaná stratami z povrchových tokov nad uvedenými úsekmi.

Tabuľka 20 Prírony podzemných vôd z karbonátov mezozoika a paleogénu do povrchových tokov

Dátum merania	Prírony podzemných vôd v $l.s^{-1}$			
	Tiesňava Hybice	Mlyničná voda od pr. Hrádok po pr. Važec	Belianska voda	
			v úseku ostrova Hrubý grúň	od ostrova Hrubý grúň po št. cestu
16. 7. – 21. 7. 1976	56,0	13,0	14,0	19,0
17. 7. – 5. 8. 1978	73,0	76,0	13,0	21,0
3. 8. – 16. 8. 1979	55,0	51,0	30,0	96,0
5. 7. – 9. 7. 1982	81,0	–	16,0	16,0

Hydrogeologická charakteristika ílovcovej a flyšovej litofácie paleogénu

Ílovcové a pieskovcovo-ílovcové, resp. ílovcovo-pieskovcové súvrstvie paleogénu vzhľadom na svoje litologické zloženie nemá vhodné vlastnosti pre akumulovanie a cirkuláciu podzemných vôd.

Ílovcové súvrstvie má najväčšie plošné rozšírenie v Liptovskej kotline a je najmenej zvodnené z paleogénnych sedimentov. Možno ho charakterizovať ako nepriepustné. Porušené je hlavne puklinami zvetrávania, ktoré majú dosah do hĺbky 20,0 m. Často sú však pukliny v dôsledku plasticity ílovcov zopnuté a utesnené. Lepšie zvodnenie býva iba v miestach tektonického porušenia, ako to dokumentuje vrt HL-2 na sv. okraji obce Lučivná, ktorý do hĺbky 130,0 m prevŕtal ílovce. V hĺbke 43,0—83,5 m sú ilovce silne tektonicky porušené a bol z nich zaznamenaný preliv na úství vrtu o výdatnosti 0,3 $l.s^{-1}$. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť 2,2 $l.s^{-1}$ (tab. 21; I. Valušiak et al. 1971). Výdatnosť prameňov je do 0,1 $l.s^{-1}$; pramene sú prevažne druhotne sutinového pôvodu. V prevažnej miere vytvárajú zamokrenie o rozlohe niekoľko desiatok m^2 a sú viazané iba na zónu zvetrávania, napr. pramene v povodí potoka Hybica.

Flyšová litofácia paleogénu sa vyznačuje striedaním pieskovcov a ílovcov. Zvodnenie tohto komplexu je tiež nízke a viaže sa na pukliny zóny zvetrávania. Otvorenosť, a tým aj priepustnosť puklín ílovcov je v porovnaní s pieskovcami rozdielna. Pukliny v ílovcoch sú v dôsledku ich plasticity zopnutešie než pukliny v rigidných pieskovcoch. Cyklické striedanie ílovcov a pieskovcov zapríčiňuje čiastočné utesňovanie puklín v pieskovcoch. Najväčšiu priepustnosť vykazujú v zóne zvetrávania, ktorá — ako na to poukazujú vrty — siaha do hĺbky 20,0—30,0 m. Množstvom vrtov bolo overené veľmi nízke zvodnenie flyšovej litofácie. Výdatnosť jednotlivých vrtov sa pohybovala od 0,35 do 0,01 $l.s^{-1}$, čo predstavuje špecifickú výdatnosť od 0,13 do 0,01 $l.s^{-1}.m^{-1}$ (tab. 21). Väčšia výdatnosť bola zistená iba v mieste tektonického porušenia vrtom HV-2 vo Veľkej Lomnici, kde boli do hĺbky 40,0 m prevŕtané porušené pieskovce a ílovce.

Tabuľka 21 Hydrogeologické údaje z vrtov v sedimentoch paleogénu

Lokalita – vrt	Litologický profil		Hladina vody pod terénom m	Zníženie m	Výdatnosť $l \cdot s^{-1}$	Špecifická výdatnosť $l \cdot s^{-1}$	Autor správy
Mlynčeky ML–2	piesoč. hlina flyš –	4,50 16,50	3,0	8,50	0,10	0,01	V. TÚMA 1966
Tatranská Štrba ŠH–1	sutiny – flyš –	5,80 11,50	4,0	1,20	0,12	0,1	V. BANSKÝ 1969
Tatranská Štrba ŠH–2	hlina – flyš –	0,80 17,0	–	1,50	0,04	0,02	I. BERACKO 1969
Tatranská Štrba TS–1	sutina – pieskovce	6,0 12,0	–	3,00	0,23	0,07	J. VERČIMÁK 1974
Stráne pod Tatrami 6/63	bridlice pieskovce	7,50 11,50	0,80	7,45	0,35	0,04	M. TARTAL 1964
Stráne pod Tatrami vrt č. 992	hlina pieskovce	0,70 5,30	0,80	neodskúšaný			M. ŘÍHA 1961
Stráne pod Tatrami vrt. studňa	hlina ílovce	2,50 11,50	0,50	5,50	0,014	–	J. WAGNER 1970
Veľká Lomnica HV–1	piesčitá hlina ílovce	6,20 40,0	–	12,60	0,32	0,02	Ľ. RUSINA et al. 1972
Veľká Lomnica HV–2	hlina flyš	7,0 40,0	6,70	3,20	5,80	1,81	Ľ. RUSINA et al. 1972
Veľká Lomnica HV–3	hlina pieskovce	7,80 30,0	0,95	2,70	0,13	0,13	Ľ. RUSINA et al. 1972
Lučivná HL–2	hlina ílovce zlepence	8,0 130,0 150,0	0,00	16,00	2,20	0,13	I. VALUŠTIAK et al. 1971

Čerpacou skúškou bola dokumentovaná výdatnosť 5,8 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 3,20 m, čo predstavuje špecifickú výdatnosť 1,8 $l.s^{-1}.m^{-1}$ (Ľ. Rusina et al. 1972).

Z pieskovcov flyšovej litofácie vyviera mnoho puklinových prameňov s výdatnosťou do 0,5 $l.s^{-1}$, napr. pramene v oblasti Gerlachova (č. 115), Veľkého Slavkova (č. 155, 156), Kežmarku, Mlynčekov (pr. č. 151, 163, 164) a inde. Tam, kde pieskovce vytvárajú väčšie polohy, napr. pri Starej Lesnej, bola výdatnosť puklinového prameňa 1,3 $l.s^{-1}$ (pr. č. 150). Podstatná časť prameňov je však sutinového pôvodu. A. Tužinský (1972) z flyšovej litofácie v Liptovskej kotline uvádza minimálne špecifické odtoky podzemných vôd 1,04—0,8 $l.s^{-1}.km^{-2}$.

V Liptovskej i Popradskej kotline skúmaného územia sú flyšové sedimenty paleogénu v podstatnej časti pokryté glacifluviálnymi a v menšej miere i glacigénnymi sedimentmi. Boli zachytené i v hydrogeologických vrtoch VTH-1, VTH-2, VTH-3. Na styku kvartérnych sedimentov s podložnými flyšovými sedimentmi dochádza k výstupu podzemných vôd a vytváraniu rozsiahlych mokradí. Tieto plnia funkciu usmerňovateľa cirkulácie podzemných vôd nadložných kvartérnych sedimentov. Pre podzemné vody mezozoických ostrovov predstavujú nepriepustnú bariéru a podmieňujú vznik bariérových prameňov.

Hydrogeologická charakteristika kvartérnych sedimentov

Kvartérne sedimenty spolu s karbonátmi mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu sú najvýznamnejšími kolektormi podzemných vôd v skúmanom území.

Z kvartérnych sedimentov sú z hľadiska zvodnenia najvýznamnejšie glacigénne sedimenty a s nimi hydraulicky späté kamenité a kamenito-hlinité sedimenty úsypov, zlomísk, murovo-náplavových kužeľov na úpätí strmých ľadovcových dolín v kryštalinickom masíve. Významné sú polygenetické sutinové akumulácie a glacifluviálne sedimenty tam, kde sa vplyvom neotektoniky tieto sedimenty uložili vo väčších hrúbkach v rôznych depresiách, hlavne v podložnom nepriepustnom flyšovom súvrství paleogénu (obr. 3a—c).

Podstatná časť glacifluviálnych sedimentov, fluviálne sedimenty poriečnych nív a terás i kamenito-piesčito-hlinité sedimenty polygenetických akumulácií nemajú pre svoju pomerne malú hrúbku a litologicko-zrnitostný charakter zvlášť priaznivé podmienky pre väčšiu akumuláciu podzemných vôd.

Hydrogeologický charakter kvartérnych sedimentov Vysokých Tatier a ich predpolia ovplyvňujú viaceré činitele. Pomerne menej priepustné kryštalinikum odvádza svojimi svahmi priklonenými ku kvartérnym sedimentom čiastočne po povrchu a čiastočne puklinovým systémom značné množstvo zrážkových vôd do glacigénnych, glacifluviálnych a sutinových sedimentov, čím zväčšuje ich infiltračné oblasti. Príkladom je prameniště „Päť prameňov" sz. nad Starým Smokovcom (pr. č. 88), kde voda vyviera z podrvených granodioritov na podtatranskom zlome do kvartérnych sedimentov — na styku s nepriepustným flyšovým súvrstvím, ktoré tvorí podzemným vodám bariéru. Obdobne prameniště Tri studničky (pr. č. 9) za

nízkych stavov nemá na povrchu odtok vody, pretože podzemná voda prúdi cez kvartérne sedimenty a karbonáty mezozoika do nižších polôh. Ďalším dôležitým činiteľom je tá skutočnosť, že karbonáty mezozoika, či už Belianskych Tatier alebo v ostrovoch na južnom predpolí Vysokých Tatier a pod kvartérnymi sedimentmi od Troch studničiek až po Vyšné Hágy a Tatranskú Polianku, pôsobia ako drén kvartérnych sedimentov. Miestami však môžu dotovať vodami kvartérne sedimenty, a to v závislosti na ich priepustnosti a vzájomnej geologickej pozícii. Veľmi dôležitý je morfologický charakter nepriepustných flyšových sedimentov paleogénu, ktoré v podstatnej časti územia tvoria podložie kvartérnym sedimentom. Ovplyvňujú smer prúdenia podzemných vôd — všeobecne do Podtatranskej kotliny v smere úklonu nepriepustného podložia — i akumuláciu a výstup podzemných vôd na povrch. V neposlednom rade je hydrogeologický charakter kvartérnych sedimentov závislý na stupni zvetrania horninového materiálu, ktorý sa podieľa na ich skladbe a ktorého konečným produktom je piesčito-ílovitý materiál.

Glacigénne sedimenty

Podľa M. Lukniša (1968) z najstaršieho mindelského zaľadnenia sa zachovali len denudované zvyšky morén v oblasti Hrebienka—Horného Smokovca a asi aj v starých akumuláciách v predpolí v Mengusovskej, Važeckej a Kôprovej doliny. Najrozsiahlejšie bolo predposledné riské zaľadnenie, ktoré nechalo po sebe množstvo morén a eratík pod Velickou, Mengusovskou, Mlynickou a Kôprovou dolinou. Morénové štrky a balvany sú vplyvom zvetrania slabo rozpadavé a podľahli silnej erózii a denudácii. Posledné zaľadnenie — würmské — zanechalo morény, ktoré sa líšia od starších morén čerstvosťou materiálu a foriem. Štrk a balvany v morénach sú celkom zdravé. Vypĺňajú dolinu potoka Biela voda, Skalnatého potoka nad Tatranskou Lomnicou, Studeného potoka, Velickú, Batizovskú, Mengusovskú, Mlynickú, Furkotskú, Važeckú, Kôprovu dolinu a ďalšie doliny. Celkove pokrývajú morény 78,0 km^2 plochy skúmaného územia, z toho 23,0 km^2 je vo vnútri kryštalinického masívu.

Pre priepustnosť glacigénnych sedimentov je dôležitý granulometrický charakter výplne medzi balvanmi morén (tab. 13, obr. 5a, b).

Vo výplni glacigénnych sedimentov würmu dominujú medzi granulotypmi rôznozrnné piesky a piesčito-kamenité sedimenty.

V glacigénnych sedimentoch risu dominujú medzi granulotypmi piesky, najmä rôznozrnné, tiež hrubé až strednozrnné.

Najmohutnejšie sú vyvinuté morény pred Mlynickou a Mengusovskou dolinou (príl. 1), kde bola geofyzikálnymi meraniami zistená najväčšia hrúbka kvartérnych sedimentov vyše 300,0—350,0 m (J. Májovský 1972). Hydrogeologickým vrtom VTH-7 nad hotelom FIS na Štrbskom plese nebolo ani v hĺbke 441,0 m zachytené podložie kvartérnych sedimentov. Geologickým vrtom na Skalnatom plese, t. j. v nadmorskej výške 1750,8 m, boli do hĺbky 22,0 m prevŕtané granodioritové balvany s hrubozrnným pieskom würmskej morény (Ľ. Rusina 1973). Vrtom

nebolo dosiahnuté podložie a ako ukazujú geofyzikálne merania, hrúbka glacigénnych sedimentov je tu minimálne 50,0 m, pričom v podloží je široké poruchové pásmo v kryštaliniku.

Piesčito-balvanovito-kamenité glacigénne sedimenty würmu a s nimi hydraulicky späté sedimenty úsypov, zlomísk, murovo-náplavových kužeľov, ale i glacigénne sedimenty risu sú najpriepustnejšími kvartérnymi sedimentmi územia. Odvodňujú ich pramene v čelných častiach morén na styku s nepriepustným flyšovým súvrstvím paleogénu v podloží alebo s relatívne menej priepustnými piesčito-hlinitými glacifluviálnymi sedimentmi. Napr. pramene jz. pod Veľkou Pálenicou (príl. 1), pramene v širšom okolí Tatranskej Štrby, ktoré vyvierajú z čela mlynicko-mengusovského morénového komplexu (pr. č. 55, 56, 57, 58, 59 a 60). Obdobné pramene vyvierajú z čela morény vo Vyšných Hágoch (pr. č. 113), v Tatranskej Polianke (pr. č. 103), na Z od Tatranskej Lomnice z čela morény Studenovodskej doliny (pr. č. 140, 141, 144, 145, 146), z čela morény z doliny Bielej vody (pr. č. 124) a inde.

Vznik prameňov býva ovplyvnený i morfologickými podmienkami, ako narezanie morény eróziou potoka, vplyv reliéfu nehlboko ležiaceho nepriepustného podložia flyšových sedimentov paleogénu v blízkosti okraja morén, resp. v dolinách uprostred kryštalinického masívu, vplyv skalných prahov, vytláčajúcich prúdiacu podzemnú vodu na povrch. Často majú takéto pramene charakter rozsiahlych plošných alebo líniových pramenísk. Napr. pramene sz. od Tatranskej Štrby (pr. č. 52, 53, 54), pri Vyšných Hágoch (pr. č. 104, 106) a inde.

Množstvo eróznych prameňov je v dolinách, kde toky narezávajú glacigénne sedimenty, ako vo Važeckej a Furkotskej doline (pr. č. 34, 35, 42), v Mlynickej a Mengusovskej doline (pr. č. 27, 36, 37, 38, 47), v údolí rieky Poprad (pr. č. 50), vo Velickej doline (pr. č. 83, 86), v Studenej doline (pr. č. 77, 81), pri Vyšných Hágoch (pr. č. 105), s. nad Tatranskou Poliankou (pr. č. 96), sz. nad Tatranskou Lomnicou (pr. č. 128, 129, 132) a v doline Bielej vody (pr. č. 120, 121, 122, 123) atď. (príl. 1).

Výdatnosť uvádzaných prameňov sa prevažne pohybuje okolo 15,0—5,0 $l.s^{-1}$, no vyskytujú sa i pramene s výdatnosťou niekoľko desiatok $l.s^{-1}$. Sústavne pozorované pramene sú uvedené v tabuľke 22.

V horných častiach ľadovcových dolín nachádzame často vývery vôd z rozsiahlych úsypových a murovo-náplavových kužeľov, resp. glacigénnych sedimentov. Vznikajú v miestach vyvýšených skalných prahov pomerne menej priepustného kryštalinického podložia. Ich výdatnosť je veľmi ovplyvnená vodami z povrchových tokov, a tak nie je zriedkavá výdatnosť okolo 100,0—25,0 $l.s^{-1}$. Napr. vývery vo Važeckej doline (pr. č. 29), prameň pod vodopádom Skok v Mlynickej doline (pr. č. 33 — v septembri 1969 výdatnosť 85,0 $l.s^{-1}$) v uzávere Mlynickej doliny (pr. č. 24, 26), s. nad Vyšnými Hágmi (pr. č. 48), vo Velickej doline (pr. č. 85, 80, 78), v Studenej doline (pr. č. 70), v doline Zeleného potoka (pr. č. 65) atď.

Glacigénne sedimenty vytvárajú v dôsledku veľmi vysokej priepustnosti veľmi dobré podmienky pre infiltráciu atmosferických zrážok. Pomerne nepriaznivé podmienky pre akumulovanie podzemných vôd spôsobujú, že infiltrovaná voda rýchlo preteká cez morény ako podpovrchový podzemný prúd a rýchlo sa vracia

Tabuľka 22 Výdatnosť prameňov z glacigénnych sedimentov

Lokalita – číslo prameňa v hg. mape	Názov prameňa	Vyhodnocované obdobie	Výdatnosť – l . s^{-1}				$\frac{Q_{max}}{Q_{min}}$	Rozkolísanosť $\frac{Q_{max}-Q_{min}}{Q_{priem}}$	Variačný koeficient %	Pozorovaný (kým, počet meraní)
			max.	min.	aritm. priemer	medián				
Tatranská Štrba 52	Šulková 1+2+3	jún 1971 – – okt. 1980	19,6	11,0	13,8	13,7	1,78	0,61	11,6	VVAK Poprad 184
Tatranská Štrba 55	Pod Kamenným brodom č. 1	1. nov. 1970 až 30 okt. 1980	5,8	3,2	4,6	4,5	1,81	0,56	9,2	170
	Pod Kamenným brodom č. 2		1,2	0,1	0,3	0,3	12,0	3,41	52,5	134
	Pod Kamenným brodom č. 3		10,0	1,6	6,1	5,7	6,25	1,35	29,2	168
Vyšné Hágy 104	Pod Cestou slobody č. 1	1. nov. 1970 až 30. okt. 1980	15,0	0,5	4,0	3,1	30,0	3,59	64,5	107
	Pod Cestou slobody č. 2		15,0	0,3	2,1	1,4	50,0	6,94	108,1	133
	Pod Cestou slobody č. 3		15,0	0,3	1,9	1,2	50,0	7,64	111,9	119
	Pod Cestou slobody č. 4a		15,0	0,1	1,8	1,3	150,0	7,89	100,4	150
	Pod Cestou slobody č. 4b		15,0	0,04	2,2	1,5	375,0	6,62	87,0	142
Tatranská Lomnica 140	Kuzmanovo záp. A	1. nov. 1970 až 30. okt. 1980	15,1	6,6	9,9	9,8	2,28	0,85	15,8	222
	Kuzmanovo záp. B		2,6	1,6	2,0	2,0	1,625	0,47	10,3	222
	Nový v. A		1,7	0,4	0,8	0,7	4,25	1,58	29,7	222
	Nový v. B		2,6	0,2	1,5	1,4	13,0	1,51	34,8	222
Tatranská Lomnica 135	Východný A	1. nov. 1970 až 30. okt. 1980	6,0	0,0	1,7	–	–	3,33	81,3	227
	Východný B		3,0	0,0	0,9	–	–	3,29	94,4	227
	Východný C		12,0	0,4	6,7	5,9	30,0	1,72	47,6	227
Tatranská Lomnica 141	Na jamách	II. 1974 až X. 1980	3,4	1,5	2,2	2,2	2,26	0,85	15,6	HMÚ Košice 343

opäť na povrch v podobe prameňov. Ako dokumentujú rozsiahle hydrometrovacie práce, veľká časť sa dostáva na povrch v podobe postupných príronov do povrchových tokov, ktoré morény narezávajú (tab. 23).

Údaje uvedené v tabuľke 23 boli zistené za minimálnych a podpriemerných vodných stavov, keď prietoky povrchových tokov boli rádove iba desiatky a stovky $l.s^{-1}$. Z hľadiska akumulácie podzemných vôd v morénach nevýhodou je pozdĺžne narezanie týchto sedimentov potokmi s možnosťou drénovania na dlhom úseku.

Tabuľka 23 Prírony podzemných vôd z glacigénnych sedimentov do povrchových tokov

Povrchový tok	Veľkosť príronov $l.s^{-1}$		
	16. 9. – 25. 9. 1969	17. 8. – 1. 9. 1977	6. 7. – 11. 8. 1978
Mlynický potok od vdp. Skok po hotel FIS na Štrbskom plese	62,0	185,0	121,0
Hincov a Ľadový potok pri Popradskom plese po ich sútok	34,0	150,0	161,0
Velický potok od Velického plesa po Cestu Slobody	185,0	247,0	–
Batizovský potok od Batizovského plesa po Cestu Slobody	–	52,0	76,0

Hydrogeologický charakter glacigénnych sedimentov bol overený hydrogeologickými vrtmi VTH-1 (Mengusovce), VTH-7 (Štrbské Pleso) a VTH-8 (Vyšné Hágy). Výsledky z nich sú uvedené v tabuľke 24.

Hydrogeologický vrt VTH-1 je situovaný sv. od Tatranskej Štrby v čele mlynicko-mengusovského morénového komplexu (príl. 1). Vrtom boli do hĺbky 25,50 m prevŕtané piesčito-štrkovito-balvanovité sedimenty würmskej morény, v ktorých podloží je flyšové súvrstve paleogénu. Hydrogeologický vrt VTH-7 je situovaný nad hotelom FIS na Štrbskom plese vo würmskej moréne v Mlynickej doline. Do hĺbky 67,50 m boli prevŕtané balvanovito-kamenito-piesčité sedimenty würmskej morény, v ktorých podloží sú kamenité a piesčité sedimenty risu až starého pleistocénu (obr. 4).

Hydrogeologický vrt VTH-8 je situovaný medzi Vyšnými Hágmi a Novou Poliankou pri Batizovskom potoku. Do hĺbky 28,0 m sú balvanobito-piesčité sedimenty würmskej morény a do hĺbky 408,0 m kamenito-piesčité a piesčité sedimenty risu až starého pleistocénu.

Z týchto vrtov bol pre glacigénne sedimenty würmu vypočítaný koeficient prietočnosti — T (transmisivity) z neustáleného prúdenia podľa C. E. Jacoba (1963), a to z čerpacej i stúpacej skúšky (tab. 24).

Na základe šesťstupňovej klasifikácie hornín podľa transmisivity (J. Krásny 1970) môžeme glacigénne sedimenty z vrtu VTH-1 a VTH-8 zaradiť do I., resp. II. triedy — kolektory s veľmi vysokou a vysokou prietočnosťou — a z vrtu VTH-7 do III. triedy — kolektory so strednou prietočnosťou.

Tabuľka 24 Hydrogeologické a filtračné parametre vrtov v glacigénnych sedimentoch

Vrt – lokalita	Nadmorská výška – terén + odmer. bod (m)	Hĺbka vrtu / hrúbka kvartérneho kolektora (m)	Litológia/vek*)
VTH – 1 Mengusovce	974,29 + 0,80	43,70 26,50	0,0–25,5 žulové valúny, bloky, výplň piesok, W –26,5 delúvium z ílovcov, W –43,7 ílovce, pieskovce, Pg
VTH – 7 Štrbské Pleso	1 384,84 + 1,20	441,90 441,90	0,0–67,5 žulové bloky, valúny, W –176,0 rôznozrnné piesky, úlomky a drvina žuly, R –441,9 drvina a úlomky žuly, miestami piesky, SP
VTH – 8 Vyšné Hágy	1 042,02 + 1,20	408,0 408,0	0,0–28,0 žulové bloky, valúny, výplň piesok, W –151,0 rôznozrnné piesky, žulové úlomky, R –257,0 rôznozrnný piesok, úlomky a valúny žuly, M –408,0 rôznozrn. piesok, zvetranę valúny žuly, karbonáty SP

*) W – würm; R – ris; M – mindel; SP – starý pleistocén; Pg – paleogén

Podľa koeficientu filtrácie, ktorý sa u týchto sedimentov pohybuje rádove od 10^{-3} do 10^{0} $m.s^{-1}$, možno ich v súlade s osemtriednou klasifikáciou priepustnosti J. JETELA (1982, l. c.) zaradiť do I., resp. II. triedy, t. j. ako veľmi silne a silne priepustné. I napriek svojej vysokej priepustnosti majú glacigénne sedimenty pomerne nepriaznivé podmienky pre akumuláciu podzemných vôd. Je to spôsobené hlbokým vrezaním povrchových tokov do morén a ich polohou vo vzťahu k eróznej báze. K významnejšej akumulácii podzemnej vody dochádza vtedy, keď glacigénne sedimenty vypĺňajú rôzne depresie s možnosťou vytvárať nádrže podzemných vôd, alebo keď podzemnému prúdu prekáža málo priepustná vrstva.

Glacifluviálne a fluviálne sedimenty

Toky vytekajúce z ľadovcov vyplavili z morén množstvo jemnozrnnejšieho materiálu, ktorý na rozdiel od morén je už triedený podľa veľkosti zŕn. Väčšiu časť pahorkatého povrchu Liptovskej a Popradskej kotliny pokrývajú glacifluviálne štrkové pokrovy. Tieto sedimenty sa granulometricky veľmi líšia od morén. Vo vrcholoch glacifluviálnych kužeľov majú balvany a hrubý štrk vždy prevahu. Priestor medzi hrubým štrkom vypĺňa piesok. Častejšie sa nachádzajú pokrovy, v ktorých je rôzne zvetraný materiál vzájomne premiešaný, čo je spôsobené namiešaním starších štrkov do mladších. Väčšinou preto ide o piesčito-kamenité až kamenité sedimenty (würm) a piesky až hlinité piesky (mindel; tab. 13).

Pokračovanie tab. 24

Perforácia od – do (m)	Dátum čerpacej skúšky	Hladina podz. vody narazená / ustálená pred čerp. skúšk. (m)	Zníženie – s (m)	Výdatnosť Q ($l \cdot s^{-1}$)	Špecif. výdat. $q = \frac{Q}{s}$ ($l.s^{-1}.m^{-1}$)	Koef. prietoč. T ($m^2 \cdot s^{-1}$) min/max/priem.
5,0–26,5	5, 4. – 24. 4. 1973	– 3,00 / –16,37	0,50 0,95 3,08	5,0 6,9 8,0	2,59	$4{,}22 \times 10^{-3}$ $9{,}93 \times 10^{-3}$ $7{,}07 \times 10^{-3}$
11,5–345,0	4. 8. – 8. 8. 1978	– 4,80 / –29,60	6,20 18,50 33,60	2,2 5,5 9,2	0,27	$1{,}57 \times 10^{-4}$ $3{,}70 \times 10^{-4}$ $2{,}17 \times 10^{-4}$
17,0–132,0 priechodný do hĺbky 65,0 m	31.7. – 11. 8. 1978	– 2,10 – 1,29	2,02 4,00 5,95	3,6 14,5 19,0	3,01	$2{,}29 \times 10^{-3}$ $7{,}89 \times 10^{-3}$ $4{,}30 \times 10^{-3}$

Hrúbka glacifluviálnych sedimentov podľa geofyzikálnych meraní a vrtných prác sa prevažne pohybuje okolo 25,0—35,0 m (príl. 3). Počas kvartéru zasahovali do vývoja reliéfu Tatier význačné pohyby. Najmä staršie tektonické línie sú často aktívne i v kvartéri a zasahujú hlboko do Liptovskej a Popradskej kotliny (M. LUKNIŠ 1973). Tieto línie sú doprevádzané tektonickými depresiami. Neobvyklá šírka riečneho štrkovitého nánosu medzi hrasťami Kolombiarky a Bôrika sv. od Štrby vyplnila asi 2,0 km širokú priekopovú prepadlinu. Podľa geofyzikálnych meraní sa hrúbka kvartéru v tejto prepadline pohybuje od 10,0 do 18,0 m. Juhovýchodne pod Tatranskou Poliankou bola zistená geofyzikálnymi meraniami a hydrogeologickým vrtom VTH-3 depresia, v ktorej je hrúbka glacifluviálnych sedimentov 46,0 až 80,0 m (J. MÁJOVSKÝ 1972) — (obr. 3a—c).

Glacifluviálne sedimenty majú menej priaznivé podmienky pre infiltráciu zrážkových vôd v dôsledku zvýšenej prítomnosti prachovito-ílovitej frakcie a preto, že sa často na veľmi krátke vzdialenosti mení štrkovito-piesčitý materiál na hlinitý. Koeficient filtrácie je u nich rádove $10^{-2}\ m.s^{-1}$ a mení sa až na $10^{-7}\ m.s^{-1}$, v závislosti na podiele ílovitoprachovitej frakcie.

Glacifluviálne sedimenty sú najčastejšie odvodňované na styku s nepriepustným paleogénnym flyšovým podložím alebo s hlinitými polohami vo vnútri kameni-to-piesčitých pokrokov. Vznikajú tu rozsiahle plošné prameniština, miestami tvoriace veľké mokrade a rašeliniská, napríklad v okolí Gerlachova (pr. č. 114), jv. pod Tatranskou Poliankou (pr. č. 109—112), v Novej Polianke (pr. č. 107, 108),

Tabuľka 25 Výdatnosť prameňov z glacifluviálnych sedimentov

Lokalita – číslo prameňa v hg. mape	Názov prameňa	Vyhodnocované obdobia	Výdatnosť l . s^{-1}				$\frac{Q_{max}}{Q_{min}}$	Rozkolísanosť: $\frac{Q_{max}-Q_{min}}{Q_{priem}}$	Variačný koeficient %	Pozorovaný (kým, počet meraní)
			max.	min.	aritm. priemer	medián				
Gerlachov 114	Starý + Nový prameň	1. nov. 1970–30. okt. 1980	4,7	1,2	2,3	2,1	3,91	1,48	34,1	VVAK Poprad 134
Dolný Smokovec 109 + 110	Pod lesom č. 3; 7; 8;	– „ –	20,8	0,9	10,5	10,1	23,11	1,88	26,1	220
Dolný Smokovec 111	Pod lesom č. 2	– „ –	4,1	1,5	2,7	2,7	2,73	0,92	21,8	202
Dolný Smokovec 112	Kamenný mostík	– „ –	27,7	5,8	13,1	12,3	4,77	1,67	35,0	222
Važec 19	Važec č. 1	– „ –	3,60	0,7	2,0	1,7	5,14	1,44	47,1	137
	Važec č. 2		6,50	0,7	1,8	1,5	9,78	3,20	60,6	138
	Važec č. 3		5,0	0,9	2,2	2,1	5,55	1,80	33,7	137
	Važec č. 4		4,0	0,4	1,5	1,3	10,0	2,37	48,3	137
	Važec č. 5		4,6	0,9	2,1	1,8	5,11	1,71	59,6	136
Podbanské 9	Tri studničky	IV. 1972 – – IX. 1980	178,0 i viac	0,0	43,8	–	–	4,06	105,3	HMÚ Brat. 438
Starý Smokovec 98	Pri Ceste slobody	I. 1974 – X. 1978	33,1	3,5	13,2	10,9	9,45	2,23	63,0	HMÚ Košice 248
Nový Smokovec 97	Nový Smokovec	1. XI. 1970 – 30. X. 1980	21,1	7,6	12,8	12,3	2,77	1,04	29,1	VVAK Poprad 186

v okolí Starej Lesnej (pr. č. 148, 149). Najrozsiahlejšie mokrade sú v oblasti Tatranské Matliare—Kežmarské Žľaby—Rakúsy, v širšom okolí Gerlachova, jv. pod Tatranskou Lomnicou a severne od Važca po mezozoický ostrov Hrádok. Výdatnosť prevažne vrstevnatých a eróznych prameňov z glacifluviálnych sedimentov sa obvykle pohybuje do 5,0 $l.s^{-1}$, ojedinele i viac. Výdatnosť najväčších a dnes už v podstate využívaných prameňov je uvedená v tabuľke 25.

Podstatná časť glacifluviálnych sedimentov pokrýva chrbty medzi údoliami potokov, ktoré vyhĺbili v holocéne svoje dolinové dná často pod úroveň kamenito-piesčitých a štrkových pokrovov až do nepriepustného paleogénneho podložia. Podzemné vody z nich sú preto drénované v podstatnej miere systémami vodných tokov v podobe rozsiahlych líniových prameníšť, napr. pramene v údolí potoka Dovalovec, v údolí Hybice (pr. č. 1, 16, 13), severne od Važca (pr. č. 19, 51), v údolí Červeného a Skalného potoka sz. od obce Mlynica (pr. č. 95), Malého Slavkova, Starej Lesnej, v oblasti Rakús (pr. č. 150, 127, 161) atď. Prítoky podzemných vôd z glacifluviálnych sedimentov do povrchových tokov zistené hydrometrovaním sú uvedené v tabuľke 26.

Tabuľka 26 Prírony podzemných vôd z glacifluviálnych sedimentov do povrchových tokov

Povrchový tok	Dátum merania	Prírony do povrchových tokov – $l.s^{-1}$
Čierna voda od Kežmarských Žľabov po Rakúsy	27. 3. 1971	130,0
Skalný potok od obce Mlynica po jeho pramenisko	15. 8. – 27. 8. 70	108,0
Červený potok od Tatranskej Polianky po Gerlachov	27. 3. 1971	69,0
Červený potok od obce Mlynica po jeho pramenisko	15. 8. – 27. 8. 70	106,0

Glacifluviálne sedimenty v predpolí Vysokých Tatier sú väčšinou vo vzájomnej hydraulickej spojitosti s fluviálnymi piesčito-štrkovitými sedimentmi poriečnych nív tokov vytekajúcich z Vysokých Tatier. Vo fluviálnych a glacifluviálnych sedimentoch uskutočnili rôzne organizácie niekoľko hydrogeologických vrtov, výsledky ktorých sú uvedené v tabuľke 27 a 28. U glacifluviálnych sedimentov špecifická výdatnosť vrtov je od 1,4 do 0,02 $l.s^{-1}.m^{-1}$ a u fluviálnych sedimentov od 0,7 do 0,03 $l.s^{-1}.m^{-1}$. Koeficient filtrácie sa rádove u nich pohybuje od 10^{-2} do 10^{-7} $m.s^{-1}$, podľa klasifikácie J. Jetela (1982) sú to horniny silne priepustné (II. trieda priepustnosti) až slabo priepustné (VI. trieda priepustnosti). J. Frankovič (1963) vypočítal prietok podzemných vôd vo fluviálnych sedimentoch poriečnej nivy Popradu medzi Svitom a Popradom na 0,88 $l.s^{-1}$, pričom v poriečnej nive Velického potoka v Poprade-Veľkej bol prietok podzemných vôd ešte nižší.

Fluviálne sedimenty poriečnej nivy rieky Poprad od Svitu po Bušovce dosahujú maximálnu hrúbku 7,0 m; výdatnosť jednotlivých vrtov je 3,0—0,04 $l.s^{-1}$, koeficient filtrácie $9{,}78 \times 10^{-4}$—$6{,}74 \times 10^{-5}$ $m.s^{-1}$ (M. Haluška et al. 1968). Hydrogeologické pomery poriečnej nivy Popradu neboli predmetom nášho štúdia, a preto sa nimi nebudeme bližšie zaoberať.

Hydrogeologický charakter glacifluviálnych sedimentov bol v priebehu riešenia úlohy overený štyrmi hydrogeologickými vrtmi (príl 1, tab. 29). Hydrogeologický vrt VTH-2 sz. od Rakús v údolí potoka Čierna voda prevŕtal do hĺbky 7,0 m piesčité štrky würmského kužeľa a v ich podloží pieskovce paleogénu.

Tabuľka 27 Hydrogeologické a filtračné parametre glacifluviálnych sedimentov z vrtov rôznych organizácií

Lokalita – číslo vrtu	Litologický profil		Hladina vody pod ter. „m“	Zníženie „m“	Výdatnosť $l \cdot s^{-1}$	„k“ $m \cdot s^{-1}$	Špec. výdat. $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$	Autor, rok
Liptovská Kokava, vrt	štrk, balv., flyš	–21,0 –25,0	10,1	14,0	2,5	–	0,17	L. ONDRUŠ 1958
Stráne p. T. Kežm. háj, 991	štrkopiesky	–16,0	5,30	nečerpané		–	–	M. ŘÍHA 1961
Gerlachov 982	hlinité štrkopiesky, ílovce	–7,0 –9,0	3,80	0,93	1,05	$8,4 \times 10^{-5}$	1,12	Ľ. ONDZÍKOVÁ et al. 1964
Batizovce 983	hlinité štrky, ílovce	–5,50 –6,00	2,00	0,77	0,13	$9,9 \times 10^{-7}$	0,16	– „ –
Gerlachov HV–1	hlinitý štrk, ílovce	–5,60 –6,00	2,20	3,60	0,08	–	0,02	I. RUSINOVÁ 1974
MNV Východná S–2	hlinitý štrk, flyš	–10,0 –20,0	5,00	8,50	0,10	–	0,01	
JRD Východná S–1	štrky, flyš	– 8,40 –17,00	0,47	5,00	2,60	–	0,52	
Batizovce B–1	štrky, ílovce	–13,00 –14,00	–	3,84	2,16	$1,04 \times 10^{-4}$	0,61	Ľ. CIBUĽKA 1968
Batizovce 993	štrky, ílovce	–5,50 – 6,00	2,40	1,28	013	–	0,10	Ľ. ONDZÍKOVÁ et al. 1964
Stráne p. T. kop. studňa	hlinité štrky, ílovce	– 3,50 – 4,10	0,60	1,50	0,60	–	0,4	J. WAGNER 1970
Veľký Slavkov 980	piesčitá hlina, flyš	– 3,80 – 6,00	1,50	1,70	0,04	–	0,02	Ľ. ONDZÍKOVÁ et al. 1964
Svit 984	štrkopiesok, ílovce	– 2,90 – 7,10	2,90	nečerpané		–	–	M. ŘÍHA 1961

Tabuľka 28 Hydrogeologické a filtračné parametre fluviálnych sedimentov

Lokalita–tok – číslo vrtu	Litologický profil		Hladina vody pod terénom „m"	Zníženie „m"	Výdatnosť $l \cdot s^{-1}$	„k" $m \cdot s^{-1}$	Špecifická výdatnosť $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$	Autor, rok
Štrkovisko Svit – rieka Poprad	štrkopiesok pieskovce	6,40 7,50	1,55	1,97	0,54	$5,09\times10^{-5}$	0,27	J. ANTAŠ 1962
Lučivná–Lipník HV–1	piesčitý štrk dolomit	5,50 6,50	2,00	1,20	0,82	$1,67\times10^{-4}$	0,68	M. HALUŠKA et al. 1968
Lučivná–Malý Poprad HV–2	piesčitý štrk dolomit	6,40 7,40	3,23	1,50	5,20	$1,79\times10^{-3}$	3,46	– „ –
Poprad–Veľká Velický potok HV–1	piesok flyš	2,30 6,00	1,45	0,54	0,04	$7,2\times10^{-5}$		J. FRANKOVIČ 1963
HV–2	štrk flyš	2,80 5,00	1,29	1,00	0,2	$1,6\times10^{-4}$		– „ –
HV–3	hlina flyš	1,40 5,00	3,90		negatívny			– „ –
HV–4	štrk flyš	2,80 5,60	1,49	0,75	0,19	$2,07\times10^{-4}$	0,25	– „ –
Veľká Lomnica – Studený potok	hl. štrk ílovce	5,20 6,20	0,80	0,80	0,35	–	0,49	J. WAGNER 1963
Veľká Lomnica – Studený potok vrt	štrky ílovce	5,10 14,50	2,30	3,70	0,11	–	0,03	M. TARTAL 1961
Bušovce–potok Biela HV–18	štrk pieskovce	4,30 5,60	2,07	0,90	0,17	$6,2\times10^{-4}$	0,18	M. HALUŠKA et al. 1968
Poprad–r– Poprad H–6	štrk flyš	3,60 4,20	1,46	1,50	0,82	$5,35\times10^{-4}$	0,54	J. FRANKOVIČ. 1963
H–5	štrk flyš	4,30 5,30	1,04	1,00	0,26	$7,23\times10^{-5}$	0,26	
H–7	štrk	4,00	1,50	0,75	0,17	$1,72\times10^{-4}$	0,22	
H–8	štrk pieskovec	3,40 4,00	0,87	0,75	0,53	$3,68\times10^{-4}$	0,70	

Tabuľka 29 Hydrogeologické a filtračné parametre z vrtov GÚDŠ v glacifluviálnych sedimentoch

Vrt – lokalita	Nadmorská výška – terén + odm. bod (m)	Hĺbka vrtu / hrúbka kvartér. kolektoru (m)	Litológia, vek *
VTH – 2 Rakúsy	773,10 + 0,40	14,00 7,00	0,0–1,0 hlina –7,0 rôznozrnný piesok, štrk, W, –14,0 pieskovce, Pg
VTH – 3 Smokovce	842,80 + 0,70	60,0 47,0	0,0–1,5 hlina –16,0 rôznozrnný piesok, štrkopiesok, W –21,0 štrkové valúny so štrkopieskom, M –47,0 rôznozrnný piesok, M, –60,0 ílovce, Pg
VTH – 4 Tatranské Matliare	966,84 + 0,50	35,0 35,0	0,0–8,4 žulové bloky, výplň piesok, W, –18,0 žulové valúny a rôznozrnný piesok, W, –35,0 hl. kam. sutina, R
VTH – 6 Tatranská Polianka	1041,01 + 1,20	254,0 186,0	0,0–10,7 žulové bloky, výplň piesok, W, –34,0 žulové bloky, výplň piesok, R, –116,5 rôznozrnný piesok, M, –186,0 piesok, úlomky a drvina karbonátov, žuly, SP, –200,0 úlomky brekciov. karbonátov, Pg, –254,0 úlomky karbonátov, Mz

*W – würm, R – ris, M – mindel, Pg – paleogén, SP – starý pleistocén, Mz – mezozoikum.

K väčším akumuláciám podzemných vôd v glacifluviálnych sedimentoch môže dochádzať len v miestach, kde priepustné piesky a štrky vyplňujú rôzne depresie v podložnom nepriepustnom flyšovom súvrství paleogénu. Takáto depresia bola geofyzikálnymi meraniami zistená južne pod Smokovcami a bol do nej situovaný hydrogeologický vrt VTH-3, ktorý do hĺbky 16,0 m prevŕtal hrubozrnné piesky (würm), do 47,0 m rôznozrnné piesky mindelu; v ich podloží sú paleogénne ílovce.

Ďalší hydrogeologický vrt VTH-4 bol situovaný sz. od Tatranských Matliarov v predpolí zvyškov riskej morény. Do hĺbky 18,0 m boli prevŕtané žulové valúny a piesky würmského kužeľa a do 35,0 m zahlinené kamenité sedimenty risu.

Severne nad Tatranskou Poľiankou bol situovaný posledný hydrogeologický vrt VTH-6, v predpolí riskej a würmskej morény. Do hĺbky 10,70 m boli žulové balvany s piesčitou výplňou, pod nimi do hĺbky 34,0 m navetrané žulové balvany a piesky risu, do hĺbky 186,0 m sa nachádzajú piesky s úlomkami žuly a karbonátov (mindel a starý pleistocén), pod nimi sú silne porušené brekciovité dolomity priabónu a silne porušené vápence, dolomity triasu, malmu až neokómu.

Základné hydrogeologické a filtračné parametre z týchto vrtov sú v tabuľke 29. Koeficient prietočnosti bol vypočítaný z neustáleného prúdenia podľa C. E. Jacoba

Pokračovanie tab. 29

Perforácia od – do (m)	Dátum čerpacej skúšky	Hladina podz. vody narazená / pred čerp. sk. (m)	Zníženie – s (m)	Výdatnosť – Q ($l \cdot s^{-1}$)	Špecif. výdat. $q = \frac{Q}{s}$ ($l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$)	Koeficient prietočnosti T ($m^2 \cdot s^{-1}$) min/max/priem.
3,5–14,0	29. 1. 23. 2. 1972	– 1,80 – 1,90	2,44 3,50 5,00	0,16 0,25 0,42	0,08	$4{,}40 \times 10^{-5}$ $3{,}75 \times 10^{-4}$ $2{,}09 \times 10^{-5}$
4,0–60,0	30. 6. 28. 7. 1977	– 5,80 – 1,19	3,02 5,02 14,01	4,46 7,19 8,26	1,43	$1{,}06 \times 10^{-3}$ $6{,}52 \times 10^{-3}$ $3{,}85 \times 10^{-3}$
5,0–23,0	5. 1. – 14. 1. 1973	– 3,50 – 3,39	0,57 1,74 3,64	0,70 1,28 1,40	0,38	$6{,}12 \times 10^{-5}$ $1{,}43 \times 10^{-3}$ $4{,}00 \times 10^{-4}$
16,5–41,5 51,5–123,0 v hĺbke 123,0 m utrhnutá pažnica	17. 10 – 20. 10. 1978	– 4,80 –11,57	6,69 15,46 29,06	2,80 5,33 8,56	0,29	$1{,}16 \times 10^{-4}$ $6{,}61 \times 10^{-4}$ $2{,}75 \times 10^{-4}$

(1963) z čerpacej a stúpacej skúšky. Podľa klasifikácie hornín na základe koeficientu prietočnosti (T) možno glacifluviálne sedimenty z vrtu VTH-2 zaradiť ku kolektorom s nízkou prietočnosťou (IV. a trieda), z vrtu VTH-3 ku kolektorom s vysokou prietočnosťou (II. trieda), z vrtu VTH-4 so strednou až nízkou prietočnosťou (III.—IV. a trieda) a z vrtu VTH-6 so strednou prietočnosťou (III. trieda).

Koeficient filtrácie glacifluviálnych sedimentov podľa čerpacích skúšok z týchto vrtov sa pohyboval od $3{,}22 \times 10^{-6}$ $m.s^{-1}$ (vrt VTH-4) do $1{,}42 \times 10^{-4}$ $m.s^{-1}$ (vrt VTH-3), čo zodpovedá podľa klasifikácie J. JETELA (1982) sedimentom slabo priepustným (VI. trieda) až dosť silne priepustným (III. trieda).

V priebehu vŕtania boli z hydrogeologických vrtov odobraté vzorky sedimentov na zrnitostné rozbory, výsledky sú uvedené v tabuľke 13. Pre orientačné posúdenie priepustnosti vo vertikálnom smere litologického profilu vrtov a vrstevnej heterogenity bol z týchto vzoriek urobený výpočet koeficientov filtrácie, podľa programu „Zrnitosť" vypracovaného I. Muchom z Katedry hydrogeológie PF UK. Na určenie hodnôt koeficientu filtrácie bola použitá v NDR osvedčená metóda W. BEYERA (1964) podľa rovnice:

$$k = 7{,}546 \cdot \left(\frac{d_{60}}{d_{10}}\right)^{b} \cdot a \cdot d_{10}^{2} \quad (m.s^{-1})$$

Tabuľka 30 Koeficienty filtrácie vypočítané z kriviek zrnitosti

Vrt – lokalita	Typ sedimentu vek	Počet vzoriek	Horizontálny koeficient filtrácie – ($m \cdot s^{-1}$)			Vertikálny koeficient filtrácie ($m \cdot s^{-1}$)
			min.	max.	stredný	
VTH–1 Mengusovce	glacigénne – výplň, würm	3	$4{,}48 \times 10^{-5}$	$1{,}71 \times 10^{-4}$	$9{,}25 \times 10^{-5}$	$6{,}74 \times 10^{-5}$
VTH–2 Rakúsy	glacifluviálne würm	4	$4{,}93 \times 10^{-7}$	$1{,}42 \times 10^{-3}$	$4{,}07 \times 10^{-4}$	$1{,}85 \times 10^{-6}$
VTH–3 Smokovce	glacifluviálne, würm	3	$1{,}80 \times 10^{-5}$	$2{,}81 \times 10^{-4}$	$1{,}62 \times 10^{-4}$	$4{,}67 \times 10^{-5}$
HV–4 mapovací Štôla	glacigénne, ris	3	$1{,}35 \times 10^{-5}$	$1{,}83 \times 10^{-3}$	$3{,}18 \times 10^{-3}$	$2{,}11 \times 10^{-7}$
	glacifluviálne, mindel	1	$2{,}37 \times 10^{-3}$			
VTH–6 Tatranská Polianka	glacifluviálne, würm	1	$1{,}89 \times 10^{-5}$			$2{,}74 \times 10^{-7}$
	glacifluviálne, R/W?	1	$7{,}84 \times 10^{-6}$			
	glacifluviálne, ris	1	$2{,}047 \times 10^{-4}$			
	glacifluviálne, mindel	6	$3{,}84 \times 10^{-6}$	$1{,}29 \times 10^{-3}$	$2{,}62 \times 10^{-4}$	
	polygenet. sutiny, starý pleistocén	6	$3{,}29 \times 10^{-8}$	$2{,}17 \times 10^{-6}$	$9{,}96 \times 10^{-7}$	
VTH–7 Štrbské Pleso	glacigénne, výplň, würm	7	$1{,}66 \times 10^{-4}$	$1{,}98 \times 10^{0}$	$3{,}34 \times 10^{-1}$	$4{,}94 \times 10^{-4}$
	glacigénne, ris	9	$2{,}13 \times 10^{-4}$	$3{,}78 \times 10^{-1}$	$7{,}41 \times 10^{-2}$	
	polygenet. sutiny, starý pleistocén	10	$9{,}50 \times 10^{-5}$	$1{,}82 \times 10^{-1}$	$4{,}43 \times 10^{-3}$	
VTH–8 Vyšné Hágy	glacigénne, výplň, würm	1	$5{,}46 \times 10^{-4}$			$1{,}80 \times 10^{-7}$
	glacigénne, ris	8	$1{,}84 \times 10^{-8}$	$1{,}00 \times 10^{-3}$	$1{,}67 \times 10^{-4}$	
	glacifluviálne, mindel	7	$1{,}13 \times 10^{-2}$	$9{,}75 \times 10^{-2}$	$3{,}73 \times 10^{-2}$	
	polygenet. sutiny, starý pleistocén	5	$1{,}09 \times 10^{-2}$	$7{,}88 \times 10^{-2}$	$1{,}21 \times 10^{-3}$	

kde $b = 0{,}20374$

$a = 1{,}5961 \cdot 10^{-3}$

d_{10} a d_{60} = údaje z kriviek zrnitosti v mm.

Stredný koeficient filtrácie v horizontálnom smere pre jednotlivé vrstvy bol určený zo vzťahu

$$k_{h,o} = \frac{\sum_{i=1}^{n} ki}{n}$$

a vo vertikálnom smere

$$k_{v,o} = \frac{n}{\sum_{i=1}^{n} -\frac{i}{ki}},$$

pričom však výpočet koeficientu filtrácie vo vertikálnom smere bol urobený pre celý litologický profil, a nie pre jednotlivé genetické typy sedimentov.

V tabuľke 30 sú uvedené vypočítané hodnoty z jednotlivých vrtov. U glacigénnych sedimentov würmu, vzhľadom na ich prevažne kamenito-balvanovitý charakter, boli odobraté iba vzorky z výplne medzi balvanmi.

Uvedené výpočty treba považovať za orientačné, lebo niektoré odobraté vzorky sedimentov majú charakter drviny — rozpad silne zvetraných žulových valúnov hlavne u polygenetických sutín starého pleistocénu (vrt VTH-6, VTH-7, VTH-8). Z týchto výsledkov vyplýva veľká vrstevná heterogenita kvartérnych sedimentov vo vrtoch spôsobená striedaním priepustnejších a menej priepustných vrstiev, najmä u vrtov VTH-6, VTH-7 a VTH-8, ktoré prevŕtali veľké hrúbky kvartérnych sedimentov.

Hydrogeochemické pomery

Zložitého procesu formovania podzemných vôd skúmaného územia sa zúčastňuje rad primárnych a sekundárnych genetických činiteľov.

Primárne genetické činitele súvisia s geologickou stavbou, klimatickými pomermi a inými prírodnými danosťami územia. Pri formovaní kvantity a zákonitosti obehu má z týchto činiteľov určujúci význam priepustnosť horninového prostredia, členitosť reliéfu, tektonické pomery a množstvo infiltrujúcich zrážkových, resp. povrchových vôd. Formovanie kvality podzemných vôd je určujúco podmienené mineralogicko-petrografickým charakterom horninového prostredia, fyzikálno-chemickými vlastnosťami zdrojových vôd a hydrodynamickými, termodynamickými i oxiredukčnými podmienkami ich podzemného obehu. Významne spolupôsobí aj morfológia terénu, charakter pôdneho pokryvu a vegetácie, životná činnosť rôznych mikroorganizmov a lokálne aj tektonický rozptyl hlbinného CO_2.

Sekundárne genetické činitele súvisia so životnou činnosťou človeka, ktorá rôzne výrazne ovplyvňuje všetky zložky prírodného prostredia a ktorá má v skúmanom území špecifický charakter. Hlavným negatívnym dôsledkom ľudskej činnosti je znečisťovanie podzemných vôd rôznymi hygienicky závadnými zložkami, toxickými kovmi a patogénnymi organizmami. Pôsobením sekundárnych činiteľov vzrastajú v podzemných vodách aj obsahy chloridov, dusičnanov a síranov alkálií a alkalických zemín, v dôsledku čoho sa ich pôvodné chemické zloženie rôzne výrazne posúva smerom k nevyhraneným, hlavne zmiešaným typom.

Chemické zloženie podzemných vôd a ich klasifikácia

Základné matematicko-štatistické spracovanie sústredeného dokumentačného materiálu (tab. 31) poukazuje na pomerne zložité hydrochemické pomery skúmaného územia. Výskyt výrazného typu Ca(Mg)—HCO_3, ktorý v plytkopodpovrchových podmienkach obehu iných oblastí SSR obvykle dominuje, je značne odmedzený. Prevažujú vody nevýrazného typu Ca(Mg)—HCO_3 s pomerne častými prechodmi k typu Ca—SO_4 a vody zmiešaného typu geneticky viazané hlavne na kryštalinikum a glacigénne sedimenty. Ojedinele sa v skúmanom území vyskytujú vody nevýrazného typu Ca—SO_4, ktoré sú spolu s vodami prechodného typu Ca—SO_4—HCO_3 geneticky viazané hlavne na glacigénne a glacifluviálne sedimenty. Špecifickým hydrochemickým rysom hlavne kvartérnych sedimentov a menej i paleogénu je lokálny výskyt vôd typu Ca(Mg)—HCO_3 s prítomnosťou rôzne výraznej (až 30 mval%) zložky Na—HCO_3. V najväčšom počte sa tieto vody vyskytujú v glacifluviálnych sedimentoch.

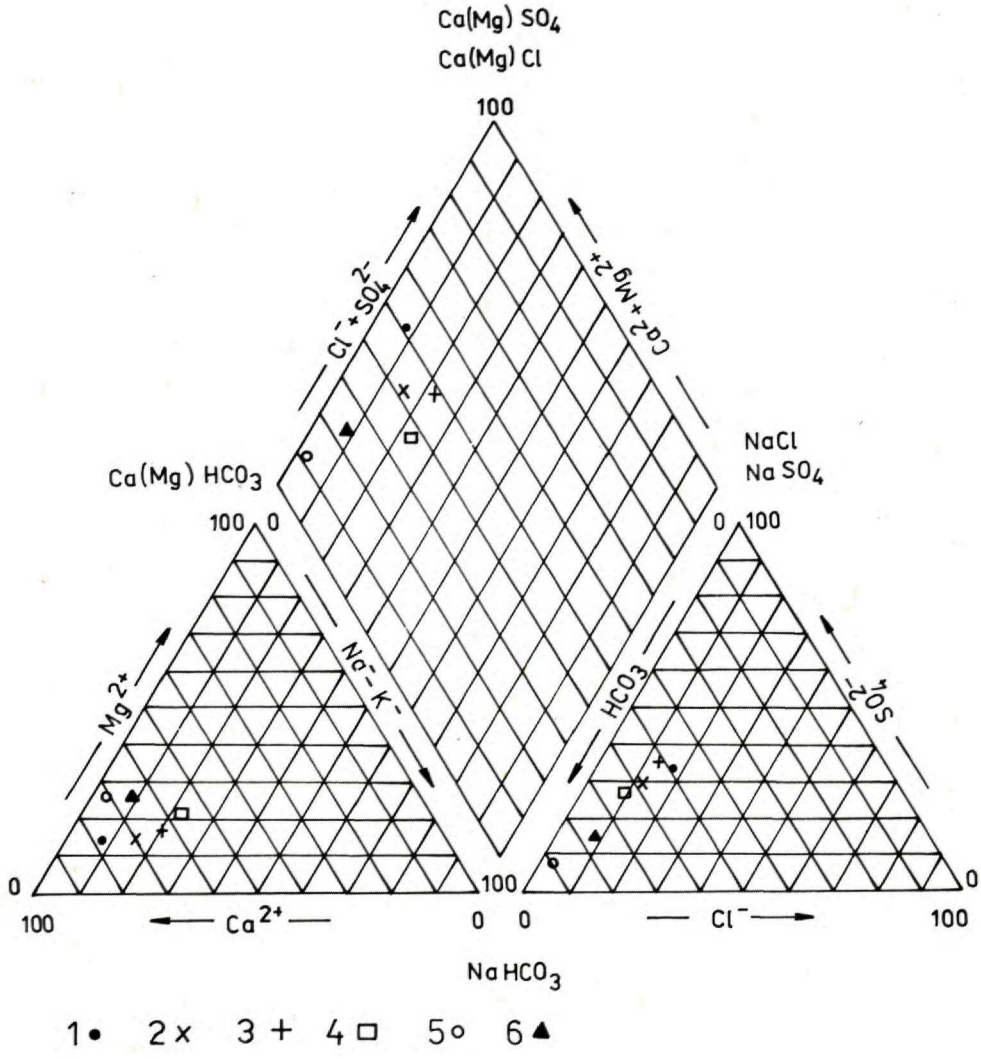
Podzemné vody skúmaného územia majú vadózny pôvod a ich chemické zloženie je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom horninového prostredia, v ktorom sa formujú. V súhlase s genetickou klasifikáciou chemického zloženia podzemných vôd Západných Karpát (S. Gazda 1975) ich zaraďujeme do petrogénneho podtypu atmosferogénnych vôd a v jeho rámci najmä do genetických skupín silikátogénnych a karbonátogénnych vôd. V prvom prípade (podzemné vody kryštalinika, polygenetických sutín, glacigénnych sedimentov a prevažne i glacifluviálnych sedimentov) je určujúcim mineralizačným procesom tvorby chemického zloženia hydrolytický rozklad silikátov (najmä živcov), v druhom prípade (podzemné vody mezozoika, centrálnokarpatského paleogénu a glacifluviálnych sedimentov v. od potoka Biela voda) rozpúšťanie karbonátov. Lokálne sa v skúmanom území vyskytujú aj sulfidogénne vody (oxidácia sulfidov), geneticky viazané hlavne na glacigénne sedimenty. Sulfatogénne vody vo vyhranenej forme neboli zatiaľ zistené, rozpúšťanie sadrovca sa však významne uplatňuje pri formovaní chemického zloženia niektorých prameňov geneticky viazaných na

Tabuľka 31 Vymedzené typy chemického zloženia podzemných vôd a ich distribúcia v základných hydrogeologických celkoch

Typ chemického zloženia		A_2 výrazný	A_2 nevýrazný	$S_2(SO_4)$ nevýrazný	prechodný A_2-$S_2(SO_4)$	zmiešaný
kryštalinikum	(23)	2	3	–	2	16
polygen. sutiny	(10)	–	6	–	1	3
glacigén. sed.	(50)	4	22	3	7	14
glacifl. sed.	(48)	19	15	1	5	8
paleogén	(52)	33	14	–	1	4
mezozoikum	(16)	15	–	–	1	–
fluviálne sed.	(50)	24	20	–	2	4
spolu	(249)	97	80	4	19	49
početnosť výskytu	%	38,95	32,15	1,6	7,65	19,65

mezozoikum (napr. Šumivý prameň v Tatranskej kotline). V podmienkach hlbšieho obehu v neotektonických kvartérnych depresiách, resp. v paleogéne, sa pri tvorbe chemického zloženia podzemných vôd v obmedzenej miere uplatňujú aj iónovýmenné procesy.

Výnimku v tomto smere tvoria podzemné vody fluviálnych sedimentov údolných nív povrchových tokov (tzv. fluviogénne vody), u ktorých v dôsledku pôsobenia



Obr. 8 Piperov systemizačný diagram;
1 — podzemné vody kryštalinika; 2 — podzemné vody polygenetických sutín; 3 — podzemné vody glacigénnych sedimentov; 4 — podzemné vody glacifluviálnych sedimentov; 5 — podzemné vody mezozoika; 6 — podzemné vody paleogénu

Tabuľka 32 Rozptyl a priemerné hodnoty (mediány) základných hydrogeochemických parametrov podzemných vôd

Hydrogeologický celok	M mg/l	SiO_2 mg/l	NO_3^- mg/l	Cl^- mg/l	SO_4^{-2} mg/l	S_1 mval %	S_2 mval %	$S_2(SO_4)$ mval %	A_2 mval %	Na/K	Mg/Ca
kryštalinikum	14,8–44,0	0,5–5,9	0,0–2,9	0,3–4,9	2,2–10,7	3,8–32,1	15,5–68,1	12,3–47,9	19,6–71,9	1,1–23,0	0,0–1,66
(23)	23,85	2,4	1,55	1,55	4,1	10,9	45,85	30,6	44,1	4,35	0,25
polygenetické	20,5–43,6	1,9–13,0	0,0–3,1	0,8–2,9	2,4–9,05	6,7–36,8	0,0–54,2	0,0–48,3	28,8–63,9	0,7–34,0	0,0–0,31
sutiny (10)	32,2	2,2	0,5	1,45	5,05	13,9	33,6	32,1	53,85	6,6	0,2
glacigénne	10,0–87,9	0,4–15,2	0,0–3,1	0,0–4,9	1,2–14,0	1,6–43,6	0,0–72,7	0,0–57,0	23,1–84,2	0,0–54,4	0,0–1,56
sedimenty (50)	36,3	4,0	0,15	2,2	7,3	19,15	28,0	23,7	51,3	7,5	0,29
glacifluviálne	36,8–121,1	0,0–22,2	0,0–4,9	0,7–9,1	2,0–36,2	5,2–37,8	0,0–65,9	0,0–65,9	19,2–85,5	3,0–59,5	0,07–0,98
sedimenty (48)	63,65	8,5	0,4	2,5	8,45	22,25	12,7	12,7	61,75	11,0	0,34
mezozoikum	78,4–339,8	st.–20,15	0,0–2,3	0,8–4,3	4,1–18,9	1,0–17,0	1,1–12,4	1,1–11,4	78,0–95,4	1,0–8,1	0,14–0,87
(15)	183,5	9,1	1,2	1,6	10,7	4,45	7,0	6,95	88,45	6,75	0,50
paleogén	179,9–799,7	3,5–19,1	0,0–112,4	1,0–90,4	2,7–113,6	1,6–27,6	0,0–83,2	0,0–39,4	6,0–94,6	3,6–43,4	0,16–0,94
(52)	511,35	10,25	1,6	17,7	39,65	9,75	11,05	10,2	74,2	11,25	0,47
fluviálne	138,2–1079,9	2,6–17,0	0,0–42,0	3,8–130,0	13,6–291,4	2,2–46,3	0,0–61,8	0,0–41,9	22,7–91,1	–	0,22–0,80
sedimenty (50)	501,5	8,6	4,3	24,65	26,25	8,85	14,95	13,2	65,9	–	0,41

Poznámka: V prípade kryštalinika, mezozoika, polygenetických sutín, glacigénnych a glacifluviálnych sedimenov boli pri štatistickom spracovaní použité takmer výlučne iba kompletné analýzy, urobené prevažne v hydrochemickom laboratóriu GÚDŠ a menej i v IGHP Žilina, resp. GP Spišská Nová Ves. V prípade fluviálnych sedimentov a paleogénu boli do štatistických údajov zahrnuté aj neúplné analýzy rôznych iných organizácií, čo čiastočne znižuje reprezentatívnosť uvedených hodnôt rozptylu a mediánu v prípade obsahov SiO_2 resp. NO_3 a koeficientu Na/K (napr. u vôd paleogénu pre SiO_2 n = 37, pre NO_3^- n = 45 a pre Na/K = 36).

špecifických činiteľov nie je genetická väzba chemického zloženia k horninovému prostrediu taká výrazná ako u vôd petrogénnych.

Vymedzené genetické typy podzemných vôd sú charakterizované určitým typom chemického zloženia a množstvom rozpustených minerálnych látok. Značná variabilita mineralogicko-petrografického a chemického zloženia kolektorových a izolátorských hornín, podmienok infiltrácie a obehu zrážkových vôd a ďalších spolupôsobiacich činiteľov spôsobuje, že chemické zloženie vôd jednotlivých genetických typov a hydrogeologických celkov výrazne kolíše (tab. 31, obr. 8). Priestorová variabilita chemického zloženia je determinovaná hlavne geologickou stavbou, časová variabilita hlavne zmenami klimatických pomerov. V protiklade so zmenami výdatnosti sú zmeny chemického zloženia v čase vo všeobecnosti podstatne menšie a neovplyvňujú jeho hydrochemickú ani genetickú klasifikáciu.

Priestorová distribúcia vymedzených genetických a chemických typov podzemných vôd je znázornená na schematickej hydrogeochemickej mape (príl. 3).

Základné zákonitosti tvorby chemického zloženia

Tvorba chemického zloženia podzemných vôd je zložitý proces, ktorý sa uskutočňuje v niekoľkých zónach, charakterizovaných špecifickým súborom pôsobiacich faktorov a interakcií.

Východiskový („nulový") stav tohto procesu predstavuje chemické zloženie zrážkových vôd (tab. 8, 9), ktoré je v svojej podstate jedným z produktov samočistiacich mechanizmov pôsobiacich v atmosfére. Pred vstupom do systému hornina—voda sa zrážkové vody dostávajú do styku s vegetačným a pôdnym pokryvom a v svojom chemickom zložení zákonite odrážajú jeho fyzikálno-chemické, resp. biochemické vplyvy.

Pri styku zrážkových vôd s vegetáciou sa uplatňuje jednak rozpúšťanie atmosferického suchého spádu (pevné i aerosolové atmosferické častice sedimentované, resp. adsorbované na objektoch zemského povrchu), jednak priame interakcie (hlavne iónovýmenného charakteru) s tkanivom vegetačných orgánov a s nimi asociujúcou mikroflórou. Kvantitatívny efekt interakcií je značný a pritom silne variabilný v závislosti od druhovej skladby lesných porastov a ich stanovištných podmienok. Podľa R. MAYERA (1971) po prestupe zrážkových vôd cez korunu bukového lesa (nadmorská výška 500 m, ročný úhrn zrážok 1000 mm) vzrástol v ročnom úhrne obsah vápnika, horčíka, síry, sodíka a chlóru dvakrát a obsah draslíka až desaťkrát. V zmiešanom listnatom lese (javor—breza—buk), vzrástol vo vegetačnom období obsah draslíka až 91 ×, obsah fosforu 18 ×, obsah horčíka 15 ×, obsah vápnika 10 × a pod. (tab. 33). Súčasne pozorujeme pokles koncentrácie iónov H^+ súvisiaci s ich zadržiavaním vegetáciou prostredníctvom iónovýmenných reakcií.

Charakter pôdnych interakcií zrážkových vôd určuje hlavne humusovo-ílovitý sorpčný komplex a biochemická aktivita pôdnych mikroorganizmov, hlavne mikroflóry (tab. 34). Intenzita týchto interakcií závisí od radu činiteľov, hlavne od priepustnosti a hrúbky pôdneho pokryvu, typu pôdy, nadmorskej výšky a expozí-

Tabuľka 33 Vážené priemery chemického zloženia zrážkových vôd pred a po prestupe cez korunu listnatého lesa (za obdobie 1.6.1969–28. 10. 1969)

Zložka	Zrážky nad korunou lesa	Zrážky pod korunou lesa	Zmena koncentrácie
	mg . l^{-1}		
Ca	0,16	1,59	+1,43
Mg	0,03	0,45	+0,42
K	0,07	6,37	+6,30
Na	0,06	0,14	+0,08
NO_3–N	0,22	0,67	+0,45
NH_4–N	0,21	1,21	+1,0
celkový N	0,44	2,44	+2,0
PO_4–P	0,0026	0,15	+0,147
Cl	0,45	1,46	+1,01
H	0,087	0,010	−0,077
organ. C	1,4	12	+10

Poznámky: Experimentálne povodie Hubbart Brook (New Hampshire, USA). Geologické pomery: metamorfity a granity, prevažne s pokryvmi glacifluviálnych sedimentov. Nadmorská výška 500–800 m, priemerné zrážky (1956–1974) 1295 ± 5,1 mm. Tabuľka je prevzatá z práce G. E. Likensa et al. (1977). Údaje pre PO_4–P a organický uhlík reprezentujú vážené priemery za obdobie 1972–74, resp. 1973–74.

Tabuľka 34 Priemerné chemické zloženie zrážok, pôdnych roztokov a povrchových vôd (za obdobie III. 1966 – IV. 1967)

Zložka	Zrážky (n = 7)	Pôdne roztoky (n = 3)	Potok odvodňujúci povodie (n = 20)
	mol . 10^5		
SiO_2	0	16,3	15,46
Al	0	st	st
Fe	0	st	st
Mg	1,52	3,29	4,08
Ca	2,07	4,15	3,89
Na	1,30	5,45	7,80
K	1,27	4,86	2,26
HCO_3	0	–	10,88
SO_4	4,58	–	5,08
Cl	2,91	–	6,48
pH	4,63	5,45	6,56

Poznámky: Experimentálne povodie Pond Branch (Maryland, USA). Tabuľka je prevzatá z práce O. P. Brickera et al. (1968).

cie, ročného obdobia, obsahu humusu a ílovej zložky, množstva a asociácie prítomných mikroorganizmov atď.

Sorpčné a výmenné procesy majú prevažne reverzibilný charakter, medzi sorbovanými a voľnými iónmi existuje dynamická rovnováha, ktorá sa v závislosti od zmien pôdneho systému posúva na obe strany. Najväčší hydrogeochemický význam má fixácia iónov K^+ a NH_4^+ ílovými minerálmi typu 2 : 1, sorpcia fosforeč-

nanov hydroxidmi Fe a Al, za vzniku nerozpustných hydroxifosfátov a prednostného vytesňovania vápnika zo sorpčného komplexu pôd iónmi H^+. Bližšie o týchto a ďalších procesoch v ďalšej kapitole.

Z biochemických procesov má osobitný hydrogeochemický význam mineralizácia organickej hmoty za vzniku CO_2 (je uvoľňovaný aj respiráciou z povrchu koreňových systémov vegetácie), ktorý zvyšuje hydrolytickú kapacitu pôdnych roztokov a akceleruje priebeh ich interakcií s minerálnou zložkou pôd. V podmienkach skúmaného územia koncentrácie CO_2 v pôdnom vzduchu sa prevažne pohybujú v rozmedzí 0,5—5,0 obj. %, čo zodpovedá parciálnym tlakom CO_2 až 5.10^{-3} MPa, t. j. až asi 200× väčším než v atmosfére. Spätný výpočet z chemického zloženia skúmaných vôd vykazuje parciálne tlaky CO_2 prevažne v rozmedzí 10^{-5}—10^{-3} MPa, čo je v dobrom súhlase s vyššie uvedenými hodnotami a poukazuje na v podstate rovnovážne nasýtenie zrážkových vôd pri ich prestupe pôdnym pokryvom. V priemere nižšie hodnoty P_{CO_2} skúmaných vôd sú v porovnaní s inými oblasťami SSR zrejme podmienené slabšie vyvinutým pôdnym pokryvom a nízkymi priemernými teplotami vzduchu.

Ďalšími zdrojmi iónov H^+ pôdnych roztokov sú: nitrifikácia ($2\,NH_4^+ + 4O_2 \rightarrow 2\,NO_3^- + 2\,H_2O + 4\,H^+$), biochemická produkcia organických kyselín (hlavne kyselina citrónová, tartarová, tanínová a oxalová) a oxidácia minerálnej i organicky viazanej síry. Na základe údajov z literatúry (G. E. Likens et al. 1977) predpokladáme, že tieto procesy celkové produkujú približne 50 % iónov H^+, aktívnych v procesoch chemického zvetrávania v skúmanom území.

Biochemické, sorpčné a iónovýmenné procesy s najvyššou intenzitou pôsobia v povrchovej vrstve pôd, v tzv. povrchovom humuse (tvoria ho tri čiastkové vrstvy — opad, čiastočne rozložená drvina a melina) a v horizonte A, kde je obvykle maximálny obsah humusu. V tejto súvislosti sú veľmi zaujímavé údaje o obsahu rôznych prvkov v povrchovom humuse hnedej lesnej pôdy so smrekovým porastom, vyvinutej na granitoidovom substráte, ako ich uvádza E. Bublinec (1980). Z obvyklých makrozložiek bol napr. zistený obsah vápnika 353,6 $kg.ha^{-1}$, horčíka 81,75 $kg.ha^{-1}$, draslíka 68,45 $kg.ha^{-1}$, sodíka 12,5 $kg.ha^{-1}$, síry 54,5 $kg.ha^{-1}$ a chlóru 8,8 $kg.ha^{-1}$. Pozoruhodný je tiež pomerne vysoký obsah niektorých kovov (hlavne Zn, Cu, Pb, Cr, Ni a Ti), ktoré sú prevažne iba sorpčne viazané, a tým ľahko uvoľniteľné do vodných roztokov.

Významný hydrogeochemický vplyv majú aj koreňové systémy vegetácie, ktoré prostredníctvom rizosféry (tenkej priliehajúcej vrstvy pôdy s vysokou koncentráciou mikroorganizmov, vrátane špeciálnej skupiny *mycorrhizae*, typickej pre rizosféru ihličnatých i listnatých drevín) vylučujú, resp. odoberajú z pôdneho systému rôzne látky, a tým napokon určujú celkové množstvo a zloženie solí vyplavovaných do horninového substrátu.

Na ilustráciu kvantitatívneho efektu pôdnych interakcií zrážkových vôd uvádzame v tabuľke 34 niektoré údaje charakterizujúce zloženie pôdnych roztokov v pedogeologických a klimatických pomeroch (plytká piesčito-hlinitá pôda vyvinutá na metamorfitoch, nadmorská výška 500—600 m, priemerné ročné zrážky 1016 mm) zrovnateľných so skúmaným územím. Obsah hlavných zložiek v pôdnych roztokoch je 2—4× väčší, než v zrážkach. Pozoruhodná je veľmi dobrá zhoda

chemického zloženia pôdnych roztokov a povrchového toku odvodňujúceho experimentálne povodie.

Záverečnú a geneticky najvýznamnejšiu fázu tvorby chemického zloženia skúmaných vôd predstavujú interakcie v systéme hornina—voda. Ich celkový charakter je určený mineralogicko-petrografickým charakterom hornín; stručne bol komentovaný už v predchádzajúcej kapitole. O vnútornom mechanizme týchto interakcií a o ich priebehu za rôznych fyzikálno-chemických podmienok sa podrobne diskutovalo v literatúre (napr. R. M. GARRELS 1960, S. GAZDA 1965 a 1969, W. STUMM—J. J. MORGAN 1970, T. PAČES 1972 atď.); v ďalšom texte budú spomenuté iba v rozsahu potrebnom pre ilustráciu výkladu.

Intenzitu interakcií hornina—voda podmieňuje hlavne hydrolytická kapacita vodných roztokov vstupujúcich do systému, stabilita horninotvorných minerálov a komplex činiteľov určujúcich hydrodynamické, termodynamické a oxidačno-redukčné podmienky, v ktorých tieto interakcie prebiehajú.

O zdrojoch hydrolytickej kapacity kvapalnej fázy systému sme už hovorili. Stabilita horninotvorných minerálov stúpa v rade: anhydrit-kalcit-anortit-draselný živec-albit-Ca, resp. Na-montmorillonit-kremeň-illit-gibbsit-kaolinit-hematit. Táto termodynamicky odvodená schéma (W. STUMM—J. J. MORGAN 1970) Je v dobrom súhlase s relatívnou stabilitou minerálov v kôre zvetrávania, ako to zistil M. L. JACKSON et al. (1948); autori do uvedenej postupnosti zaradili medzi kalcit a anortit aj tmavé silikátové minerály v poradí biotit—augit—amfibol. Rozpustnosť najmenej stabilného minerálu tejto postupnosti — anhydritu — za štandardných termodynamických podmienok (0 °C, 10^{-1} MPa) je asi 3,6 $g.l^{-1}$, čo zodpovedá rovnovážnej koncentrácii iónov SO_4^{-2} asi 2,5 $g.l^{-1}$. Za rovnakých podmienok je napr. rozpustnosť kremeňa iba približne 5,0 $mg.l^{-1}$.

Rýchlosť interakcií hornina—voda je prevažne riadená transportnými javmi, hlavne rýchlosťou difúznych procesov, ktoré z fázového rozhrania odvádzajú reakčné produkty. Rýchlosť difúznych procesov je tým väčšia, čím väčší je koncentračný gradient pôsobiaci z tenkej vrstvičky nasýteného roztoku, bezprostredne priliehajúcej k povrchu pevnej fázy, smerom do stredu prúdiacej kvapaliny. Veľkosť koncentračného gradientu priamo úmerne závisí od rýchlosti prúdenia kvapalnej fázy.

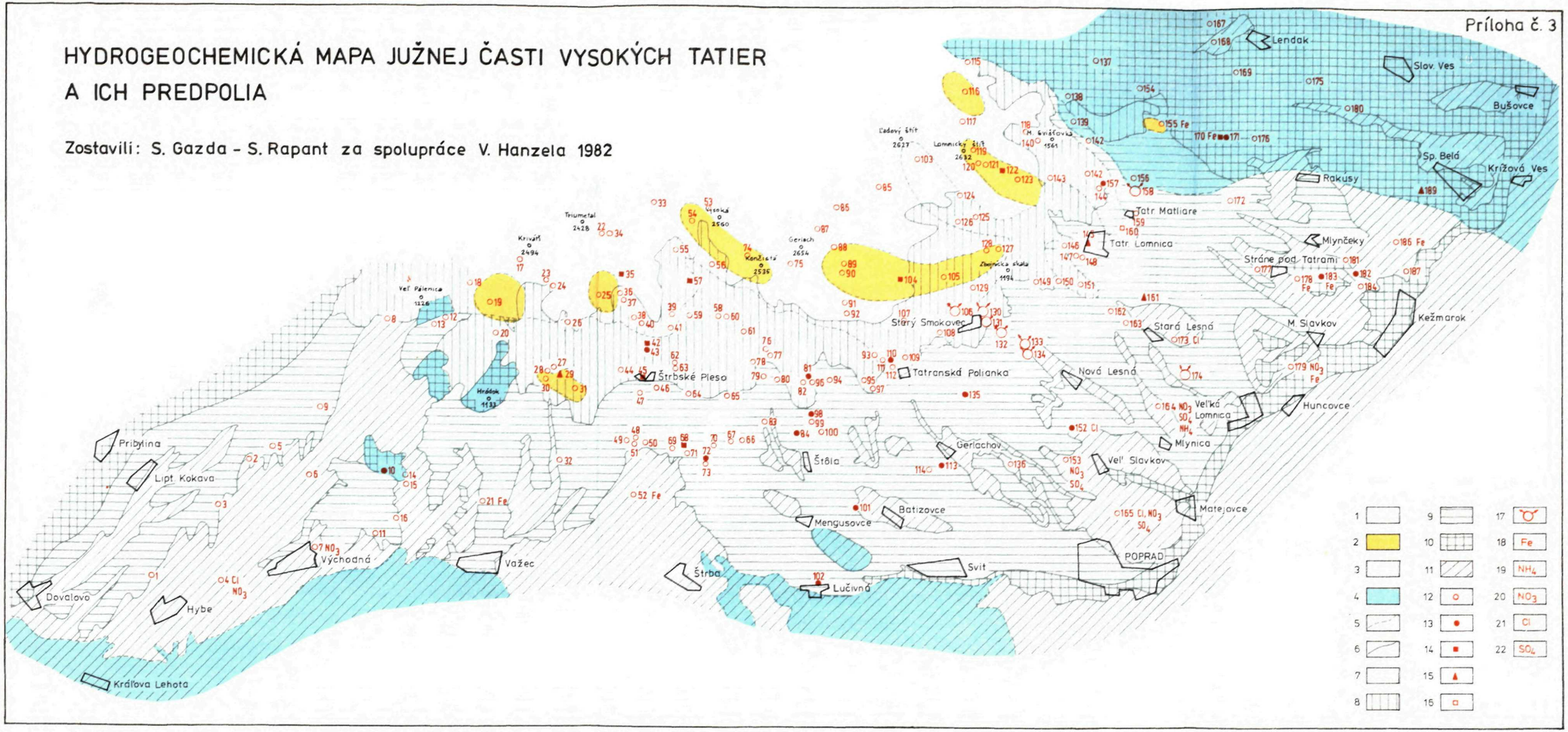
Vzhľadom na veľkú členitosť reliéfu a prevažujúce strmé úklony svahov, rýchlosť podzemného odtoku zrážkových vôd smerom k miestnym eróznym bázam je obecne veľká a v priestore značne premenlivá. Okrem reliéfu sú hydrodynamické podmienky obehu skúmaných vôd určované aj charakterom priepustnosti hornín, tektonikou a sklonom nepriepustných vrstiev. Pomerne najrýchlejšie je prúdenie podzemných vôd v puklinovo-krasových systémoch mezozoických karbonátov, pomerne najpomalšie v puklinovo-pórových systémoch paleogénnych sedimentov. Čím rýchlejšie je prúdenie podzemných vôd, tým krátkodobejší je ich styk s horninovým prostredím, a tým nižší je celkový kvantitatívny efekt pôsobiacich interakcií hornina—voda. Príklady tejto zákonitosti uvedieme v ďalšom texte.

Vzhľadom na prevažujúce plytké obehy skúmaných vôd interakcie hornina—voda prebiehajú v prostredí charakterizovanom nízkymi teplotami a tlakmi a relatívne vysokými parciálnymi tlakmi kyslíka. Vzrast teploty a tlaku s hĺbkou

Príloha č. 3

HYDROGEOCHEMICKÁ MAPA JUŽNEJ ČASTI VYSOKÝCH TATIER A ICH PREDPOLIA

Zostavili: S. Gazda – S. Rapant za spolupráce V. Hanzela 1982



A. Členenie vôd podľa chemického zloženia

1 — Vody nevyhraneného chemického zloženia (Palmerové charakteristiky <50 mval%) s prevahou HCO_3—Ca zložky; 2 — Vody nevyhraneného chemického zloženia (Palmerové charakteristiky <50 mval%) s prevahou SO_4—Ca zložky; 3 — Vody základného HCO_3—Ca zloženia (A_2>50 mval%) s približne rovnakým výskytom typov A_2 výr. (A_2>66 mval%) a A_2 nevýr. (50 mval% < A_2 < 66 mval%); 4 — Vody základného výrazného HCO_3—Ca zloženia (A_2>66 mval%)

B. Hranice typov vôd

5 — Hranice chemických typov vôd; 6 — Hranice vôd rôznej mineralizácie

C. Členenie vôd podľa mineralizácie

7 — Vody s mineralizáciou pod 25 mg.l^{-1}; 8 — Vody s mineralizáciou od 25—50 mg.l^{-1}; 9 — Vody s mineralizáciou od 50—100 mg.l^{-1}; 10 — Vody s mineralizáciou od 100—250 mg.l^{-1}; 11 — Vody s mineralizáciou nad 250 mg.l^{-1}

D. Zdroj vody

12 — prameň; 13 — vrt; 14 — odber z povrchového toku a z plesa; 15 — drenáž; 16 — studňa; 17 — prameň minerálnej vody

E. Výskyty znečisťujúcich iónov nad hranicou ČSN 830 611 pre pitné vody

18 — obsah Fe^{2+}, Mn^{2+} nad 0,3, 0,1 mg.l^{-1}; 19 — obsah NH_4^+ nad 0,3 mg.l^{-1}; 20 — obsah NO_3^- nad 15 mg.l^{-1}; 21 — obsah Cl^- nad 50 mg.l^{-1}; 22 — obsah SO_4^{2-} nad 50 mg.l^{-1}

GÚDŠ EČ 11–1984

obehu pozitívne ovplyvňuje intenzitu väčšiny interakcií hornina—voda. Tento vplyv je zvlášť výrazný, ak sú obehové cesty podzemných vôd dotované tektonickým prírodným hlbinného CO_2. S hĺbkou obehu sa menia aj podmienky obehu — oxidačno-redukčné (pokles parciálneho kyslíka) a čiastočne aj hydrodynamické (spojitý malý pokles pórovitosti a priepustnosti klastických sedimentov so vzrastom litostatického tlaku). Napríklad v prípade paleogénnych sedimentov Popradskej kotliny, výrazne oxidačné prostredie zasahuje do hĺbky asi 50 m a výrazne redukčné prostredie začína v hĺbke približne 200 m. V prechodnom hĺbkovom intervale 50—200 m môžu prebiehať podľa miestnych podmienok oxidačné alebo redukčné procesy. V podmienkach hlbších obehov podzemných vôd niektoré interakcie hornina—voda majú špecifický priebeh (napr. zmena pomeru iónov Na^+ a Ca^{+2} uvoľňovaných hydrolytickým rozkladom plagioklasov).

Zlúčeniny a soli antropogénneho pôvodu dotvárajúceho celkové chemické zloženie skúmaných vôd vstupujú do procesu jeho tvorby vo všetkých fázach, počnúc atmosférou a končiac horninovým prostredím.

Z uvedenej analýzy zákonitostí tvorby chemického zloženia skúmaných vôd vyplýva jeden zásadný záver. Prostredníctvom zrážkových vôd sú do podzemného obehu transportované rôzne látky a soli, ktoré sú vo vzťahu k systémom hornina—voda alochtónne. Množstvo týchto látok je determinované geomorfologickými, pedologickými, vegetačnými a mikroklimatickými pomermi územia a stupňom jeho antropogénneho ovplyvnenia, a je preto značne premenlivé v priestore i v čase.

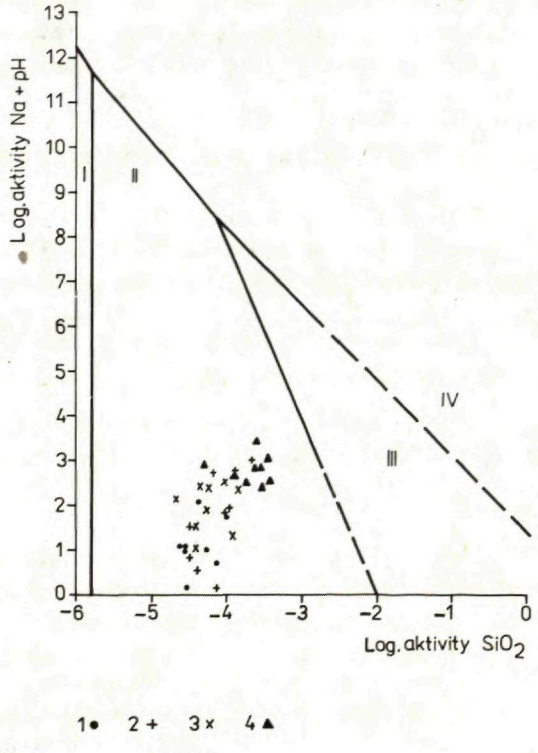
Množstvá alochtónnych látok vstupujúcich do podzemného obehu v konkrétnych podmienkach skúmaného územia nepoznáme. Na základe vyššie zhrnutých poznatkov však predpokladáme, že sú pomerne značné a významne sa podieľajú hlavne na tvorbe chemického zloženia nízkomineralizovaných vôd silikátogénneho typu. Významná časť alochtónnych látok je zrejme produktom vnútropôdneho zvetrávania (tab. 34), v rámci ktorého — vzhľadom na tesnú genetickú väzbu minerálnej zložky pôd k horninovému substrátu — sa uplatňujú v podstate rovnaké interakcie ako v systéme hornina—voda.

Genetické typy podzemných vôd a ich tvorba

Silikátogénne vody

Majú ako hlavný mineralizačný proces tvorby chemického zloženia podzemných vôd granitoidov, kryštalických bridlíc, glacigénnych, glacifluviálnych a polygenetických sedimentov hydrolytický rozklad silikátov, najmä plagioklasov, menej i muskovitu, biotitu a K-živcov. Hlavným činiteľom tohto procesu sú H^+ ióny, ktoré prostredníctvom hydratačného obalu vstupujú do mriežok silikátov; vytesňujú ich väzbové katióny (hlavne Ca^{+2}, resp. Na^+, menej Mg^{2+} a K^+) pričom súčasne vznikajú sekundárne minerály a časť SiO_2 prechádza do kvapalnej fázy. Hliník uvoľnený v priebehu tohto procesu je imobilný a prakticky sa úplne fixuje vo vznikajúcich sekundárnych mineráloch; rovnako aj železo uvoľňované pri rozklade biotitu.

Z fázového diagramu systému $Na_2O—H_2O—Al_2O_3—SiO_2$ zostaveného pre teplotu 5 °C a tlak 101,3 Pa (obr. 9) je zrejmé, že všetky skúmané vody sa nachádzajú v stabilitnom poli kaolinitu, ktorý je v daných termodynamických podmienkach pomerne najstabilnejšou fázou. Analogicky záver vyplýva aj z vypočítaných hodnôt indexov nerovnovážnosti niektorých parciálnych silikátových systémov (tab. 35, obr. 10a, b). V počiatočnej fáze hydrolytického rozkladu primárnych silikátových minerálov sa síce tvorí gibbsit, no rýchlosť tohto rozkladu, a tým aj uvoľnené množstvá väzbových katiónov a SiO_2 sú však také veľké, že sa gibbsit stáva nestabilným a tvorí sa kaolinit. Ak hydrolytický rozklad pokračuje ďalej, pH sa posúva do alkalickej oblasti a koncentrácia väzbových katiónov a SiO_2 v kvapalnej fáze postupne narastá natoľko, že sa nestabilným stáva aj kaolinit a začína sa tvoriť montmorillonit. Fázovému rozhraniu kaolinitu s Na^+ montmorillonitom sa najviac približujú podzemné vody glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov, čo spolu s ich v priemere najvyššou mineralizáciou (tab. 32) dokumentuje ich pomerne dlhodobejší styk s horninovým prostredím. Pokles hodnôt indexov nerovnovážnosti v rade parciálnych systémov anortit—kaolinit, albit—kaolinit a mikroklín—kaolinit súvisí s rozdielnou stabilitou živcov voči hydroly-



Obr. 9 Stabilitný diagram
Stabilitné pole: I — gibsitu; II — kaolinitu; III — Na-montmorilonitu; IV — albitu
Podzemné vody: 1 — kryštalinika; 2 — polygenetických sutín; 3 — glacigenných sedimentov; 4 — glacifluviálnych sedimentov

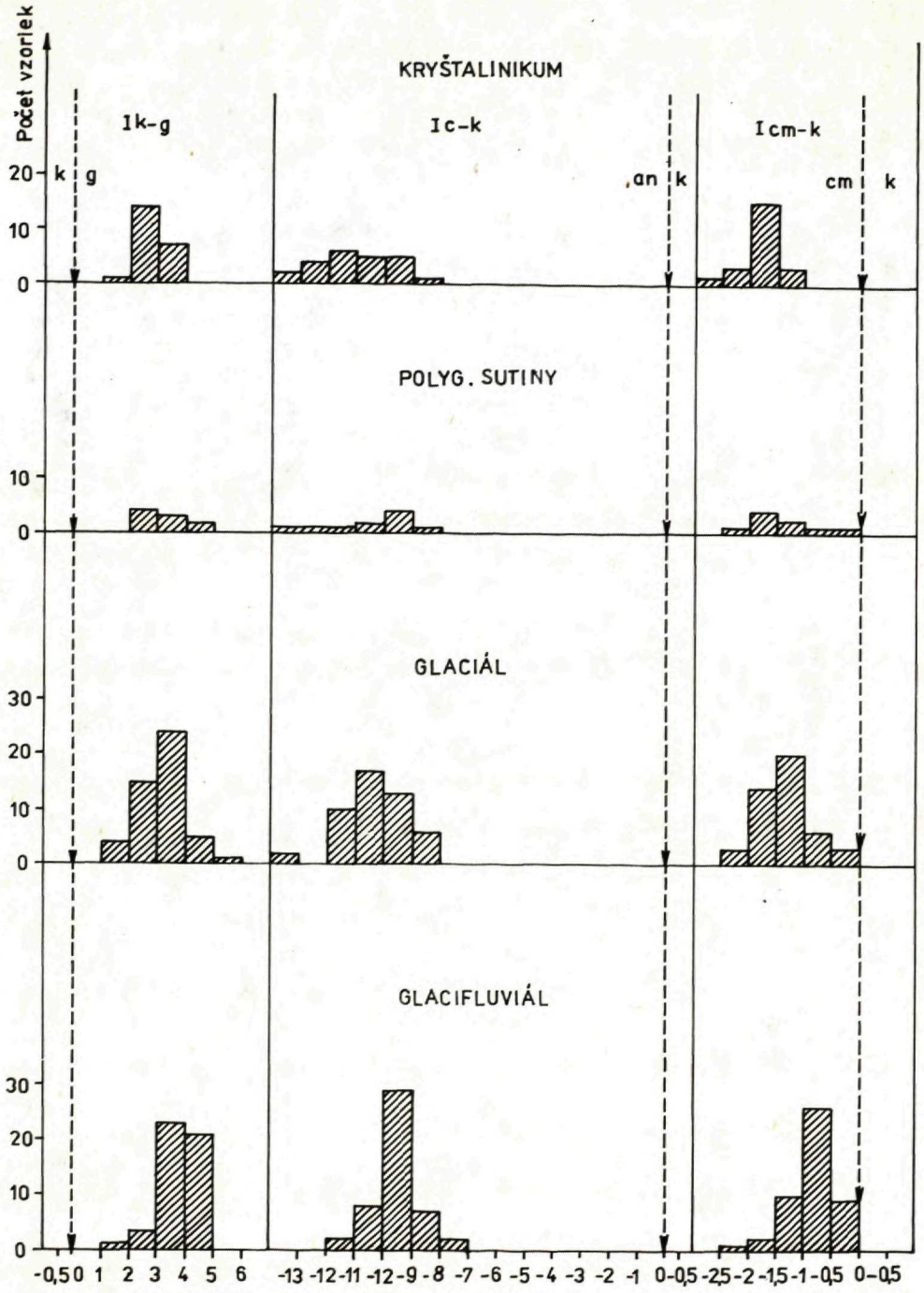
Tabuľka 35
Extrémne hodnoty a aritmetické priemery vypočítaných indexov nerovnovážnosti niektorých parciálnych silikátových systémov (podľa S. GAZDU et al. 1979)

Systém	albit–kaolinit	mikroklín–kaolinit	anortit–kaolinit	illit–kaolinit	Ca–montmorillo–nit kaolinit	kaolinit–gibbsit
granitoidy Vysoké Tatry	(–8,657)–(–5,902)	(–6,109)–(–3,307)	(–11,271)–(–9,342)	(–5,102)–(–3,666)	(–2,460)–(–1,453)	1,653–3,346
	(–6,952)	(–4,625)	(–10,237)	(–4,512)	(–1,862)	2,557
granitoidy Západné Tatry	(–9,809)–(–5,219)	(–7,370)–(–2,832)	(–11,679)–(–9,464)	(–5,891)–(–3,275)	(–3,813)–(–0,483)	0,137–4,652
	(–8,434)	(–5,961)	(–10,425)	(–5,134)	(–2,655)	1,678
kryštalické bridlice	(–9,463)–(–6,642)	(–7,051)–(–4,380)	(–10,747)–(–8,751)	(–5,604)–(–4,214)	(–3,387)–(–1,634)	0,148–2,725
Západné Tatry	(–7,676)	(–5,279)	(–9,644)	(–4,607)	(–2,241)	1,857
glacigénne, glaci-fluviálne sedimenty	(–9,162)–(–2,471)	(–6,963)–(–2,016)	(–14,141)–(–7,838)	(–5,759)–(–2,174)	(–3,232)–(–0,236)	0,496–4,395
	(–5,802)	(–3,892)	(–10,090)	(–3,746)	(–1,234)	3,422

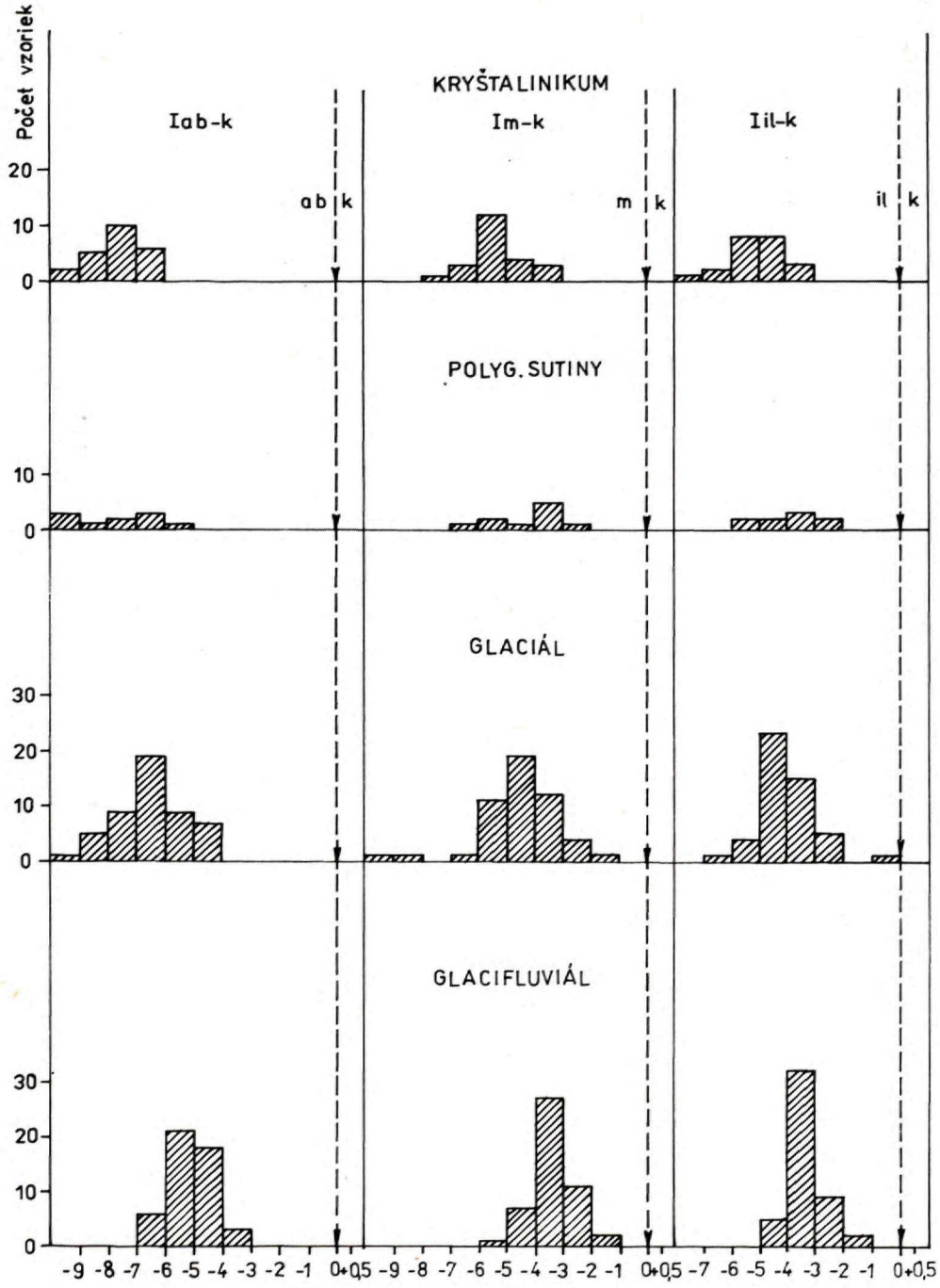
tickému účinku vody (anortit najnestálejší, mikroklín najstálejší). V súlade s tým sa zrážkové vody pri styku s horninovým prostredím prednostne obohacujú iónmi Ca^{2+}, menej iónmi Na^{+} a najmenej iónmi K^{+}. Táto zákonitosť, spolu s minerálnou (v hydrosľudách), resp. biogénnou (v biomase drevín) fixáciou draslíka, podmieňuje vyššie hodnoty koeficientu Na/K v silikátogénnych vodách (tab. 32) v porovnaní s horninovým prostredím (tab. 11).

Veľmi zaujímavé závery vyplývajú z korelačnej analýzy koncentrácií sodíka, vápnika a SiO_2 silikátogénnych vôd (obr. 11, 12). Ak vychádzame z predpokladu, že sa tieto zložky uvoľňujú pri hydrolytickom rozklade plagioklasov, vo vzájomných pomeroch a intenzite zodpovedajúcich zloženiu plagioklasov, a pôsobiacim vonkajším faktorom, mali by medzi nimi existovať úzke korelačné vzťahy. Tento predpoklad sa však potvrdzuje iba u sodíka a SiO_2, medzi koncentráciami ktorých existuje štatisticky významná korelácia ($r = 0{,}68$), vyjadriteľná hlavne funkciami $Y = a + bx$ (krivka 1), $l(y = a + bx)$ krivka 2, $Y = a + bx^2$ (krivka 3) a $y = a + bx + cx^2$ (krivka 15). Skutočnosť, že medzi koncentráciami vápnika a SiO_2 neexistuje prakticky žiadna korelácia ($r = 0{,}18$), svedčí o tom, že sa pri formovaní koncentrácií vápnika významne zúčastňujú iné procesy ako hydrolytický rozklad plagioklasov. Vychádzajúc z výsledkov orientačných experimentov s niektorými typmi pôd na kryštaliniku Malých Karpát (bližšie S. GAZDA et al. 1980) predpokladáme, že určujúcu úlohu hrá vytesňovanie iónov vápnika zo sorpčného komplexu pôd iónmi vodíka v priebehu prestupu zrážkových vôd.

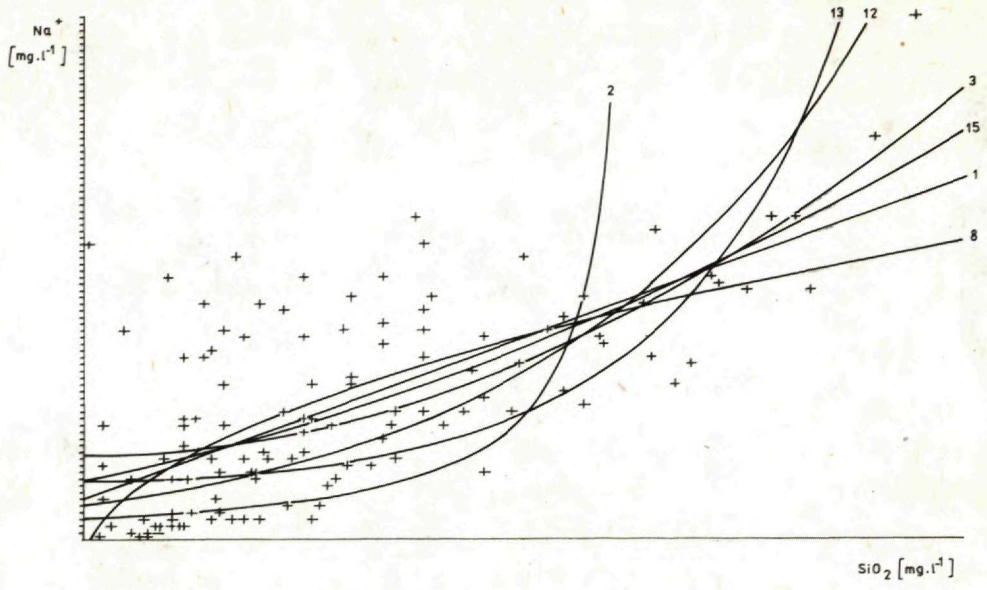
Zdrojom iónov Mg^{+2} je hydrolytický rozklad tmavých silikátových minerálov (biotit, amfibol). Rozklad týchto minerálov je významne ovplyvňovaný prítomnosťou rozpusteného kyslíka v kvapalnej fáze, ktorý prostredníctvom exotermickej oxidácie Fe^{+2}—Fe^{+3} značne znižuje stabilitu ich mriežok. Parciálny tlak kyslíka v podzemnej atmosfére vykazuje značnú priestorovú i časovú variabilitu, ktorá v koneč-



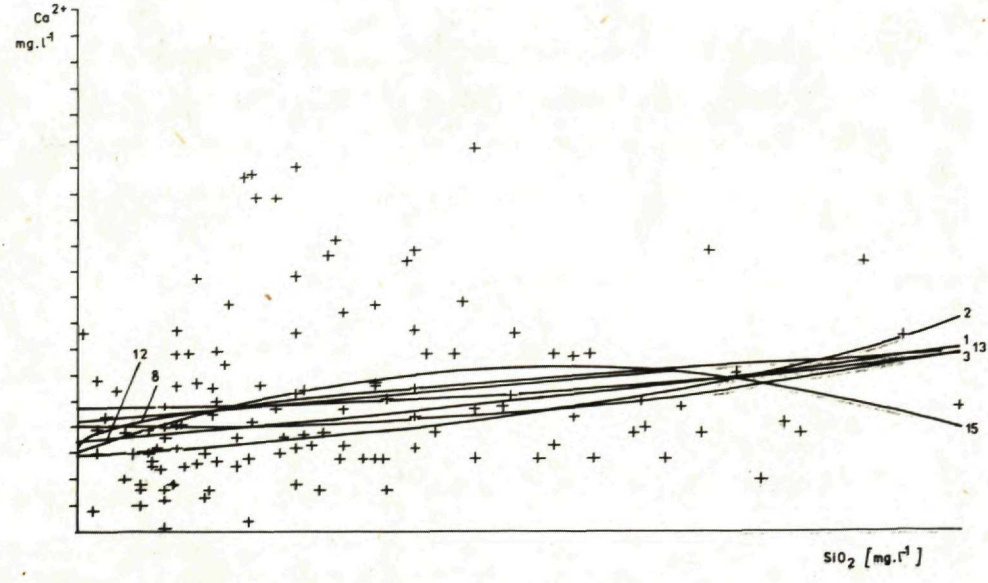
Obr. 10a Distribúcia nerovnovážnych indexov parciálnych systémov



Obr. 10b Distribúcia nerovnovážnych indexov parciálnych systémov



Obr. 11 Korelácia koncentrácie Na^+ a SiO_2 v silikátogénnych vodách



Obr. 12 Korelácia koncentrácie Ca^{+2} a SiO_2 v silikátogénnych vodách

ných dôsledkoch podmieňuje i veľký rozptyl koncentrácií Mg^{+2} pozorovaný v skúmaných vodách (variačný koeficient až 90 % v porovnaní s ostatnými iónovými zložkami, u ktorých sa prevažne pohybuje okolo hodnoty 30 %).

Hoci hydrolytické uvoľňovanie iónov Ca^{+2} a Mg^{+2} z primárnych silikátov prebieha s približne rovnakou intenzitou, koncentrácie iónov Mg^{+2} v skúmaných vodách sú podstatne nižšie. Súvisí to s čiastočným viazaním horčíka v mriežkach sekundárnych minerálov (brucitová sieť ako jeden z hlavných stavebných prvkov niektorých fylosilikátov, výrazná substitúcia horčíka v Al-tetraedroch montmorillonitu), podmieneným jeho vyšším iónovým potenciálom a elektronegativitou v porovnaní s vápnikom, a tým aj jeho väčšou tendenciou tvoriť nerozpustné hydrolyzáty (bližšie H. Blatt et al. 1972).

Koncentrácie iónov Ca^{+2} a Mg^{+2} sú ovplyvňované aj niektorými ďalšími procesmi. V prípade vápnika je to napr. rozpúšťanie sekundárneho kalcitu, častého v granitoidných horninách i metamorfitoch. Určitú vápnitosť vykazujú aj glacigénne sedimenty (v profile vrtu VTH-4 boli v ich piesčitej zložke zistené obsahy $CaCO_3$ v rozmedzí 1,12—1,96 % s mediánom 1,32 %; n = 25). Malé množstvá vápnika sa uvoľňujú aj pri hydrolytickom rozklade amfibolov, biotitu a dokonca i K-živcov, a naopak malé množstvá horčíka pri hydrolytickom rozklade plagioklasov. Dokumentujú to výsledky experimentov W. D. Kellera et al. (1963).

Dôsledkom súhrnného pôsobenia procesov ovplyvňujúcich koncentrácie iónov Ca^{+2} a Mg^{+2} je špecifický charakter distribúcie hodnôt koeficientu Mg/Ca. V priemere sú tieto hodnoty podstatne nižšie než v horninovom prostredí (porovnaj údaje pre kryštalinikum v tabuľkách 32 a 11). Výrazne prevažujú (asi 75 %) hodnoty Mg/Ca pod 0,5. Hodnoty nad 0,5 sú takmer výlučne viazané na vody glaciálnych, resp. glacifluviálnych sedimentov a prevažne sústredené do oblasti ohraničenej na Z spojnicou Štrbské Pleso—severné okolie Štrby a na V spojnicou Starý Smokovec—Nová Lesná. Príčinou zvýšených hodnôt Mg/Ca je zrejme mobilizácia horčíka zo sekundárnych minerálov, hlavne chloritov, ktoré boli v tejto oblasti zistené rtg-analýzami (vrt VTH-8 a vrt HV-4 na S od Štôly).

Základný charakter aniónového zloženia silikátogénnych vôd určuje hydrolýza silikátových minerálov, ktorá uvoľňuje do roztoku väzbové katióny vo forme bikarbonátov. Intenzita tohto procesu a koncentrácia iónov HCO_3^- sú určované hlavne parciálnymi tlakmi CO_2 v podzemnej atmosfére v rozmedzí 10^{-5}—10^{-3} MPa.

Koncentrácie iónov SO_4^{-2} majú jednak alochtónny (pritom prevažne atmosferický) a jednak autochtónny pôvod. Už zrážkové vody sú nositeľom značného množstva síranov (tab. 8), ktoré sa pri prestupe korunou lesa ďalej zväčšuje (tab. 33). Vegetácia je schopná aj priamo využívať atmosferickú síru, a to jednak z aerosolov usadených na povrchu vegetačných orgánov (napr. E. J. White—F. Turner 1970) a jednak absorbciou plynného SO_2 (p. napr. A. C. Hill 1971). Množstvo takto zachytenej síry môže tvoriť až tretinu jej celkového meteorologického vstupu do lesných ekosystémov (G. E. Likens et al. 1977). Pretože v nadzemnej i podzemnej biomase lesných drevín sa síra akumuluje iba nepatrne, hromadí sa v pôde. Jednak priamo vo forme iónov SO_4^{-2} a jednak v rôznych organických formách, ktoré sú permanentne biochemicky mineralizované. Ióny

Tabuľka 36 Základné matematicko-štatistické charakteristiky silikátogénnych vôd (n = 131)

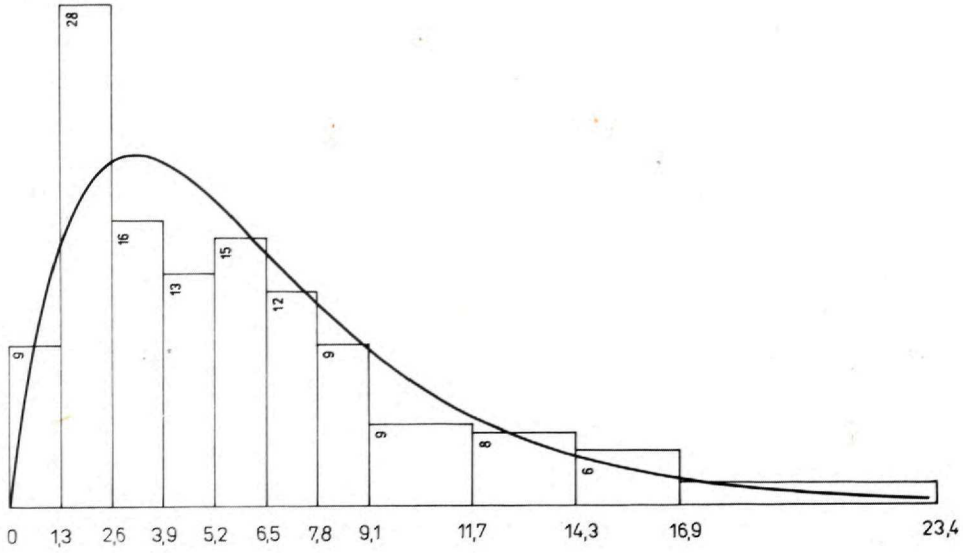
Štatistická charakteristika	M	SiO_2	NO_3^-	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{+2}	Ca^{+2}
Priemer	47,2	6,36	0,93	1,99	7,79	19,25	2,17	0,41	1,29	6,45
Rozptyl	538,65	24,91	1,15	1,62	22,44	175,53	2,55	0,14	0,99	12,56
Smer. odchýlka	23,21	4,99	1,07	1,27	4,75	13,25	1,59	0,37	0,99	3,55
Šikmosť	0,95	1,16	1,30	1,55	1,66	1,35	0,84	1,52	1,04	1,51
Špicatosť	3,35	3,69	3,70	6,75	7,55	4,32	3,21	4,89	3,53	5,34
Typ rozdelenia	gama	gama	lognorm	lognorm	lognorm	lognorm	lognorm	gama	lognorm	lognorm

SO_4^{-2} nie sú v pôde významnejšie zadržované fixačnými, resp. iónovýmennými procesmi a sú prevažne vyplavované do podzemných vôd.

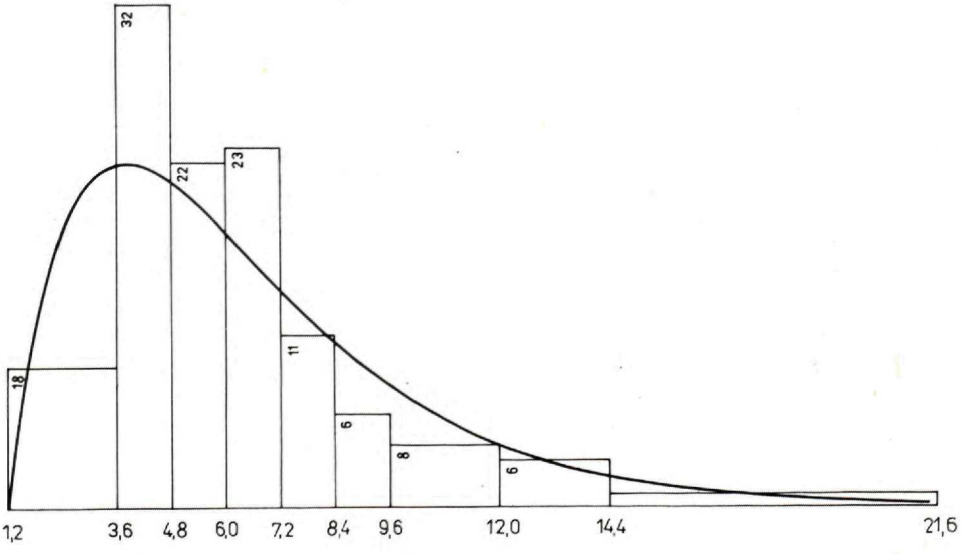
Zdrojom alochtónnych síranov je oxidačná degradácia sulfidov (hlavne pyritu), ktorá je zložitým komplexom chemických a biochemických procesov (S. GAZDA 1969). Biochemické procesy súvisia so životnou činnosťou tiónových baktérií (hlavne *Thiobacillus ferroxidans* a *Thiobacillus thioxidans*) a z hľadiska celkového kvantitatívneho efektu oxidácie pyritu majú rozhodujúci význam. Vznikajúca H_2SO_4 reaguje s okolitým horninovým prostredím za vzniku rôzne rozpustných síranov rôznych prvkov (hlavne vápnika). Súčasne vzniká $FeSO_4$ a pomerne rýchlo hydrolyzuje za vzniku ďalších aktívnych iónov H^+. V prírodných podmienkach, v ktorých sa skúmané vody tvoria, je celková intenzita tohto procesu pomerne slabá, a to aj vtedy, keď sú podzemné vody v styku s významnejšou akumuláciou sulfidov. Hlavnou príčinou je slabá aktivita tiónových baktérií, podmienená nedostatkom živín a nízkymi priemernými i absolútnymi teplotami prostredia tvorby skúmaných vôd. Preto sa v skúmanom území vody sulfidogénneho typu vyskytujú iba sporadicky a pritom výlučne iba v glacigénnych, resp. glacifluviálnych sedimentoch (napr. pr. č. 81 v Studenovodskej doline, pr. č. 126 v jv. okolí Kežmarských Žľabov a pod.).

Prevažne alochtónny pôvod majú chloridy a dusičnany. Zdrojom chloridov sú hlavne morské a zrejme aj technogénne soli, resp. látky rozptýlené v atmosfére a interakcie zrážkových vôd s vegetáciou (tab. 33). Malé množstvá chloridov sa uvoľňujú aj pri hydrolytickom rozklade sľúd (hlavne biotitu), resp. z kvapalných uzavrenín minerálov. Koncentrácie dusičnanov sú určované hlavne pôdnymi biogeochemickými procesmi. Týchto procesov sa zúčastňujú aj pomerne značné množstvá NH_4-N a NO_2-N antropogénneho pôvodu, transportované do pôdy zrážkovými vodami (tab. 8). V protiklade so sírou a chlórom sa dusík výrazne akumuluje v podzemnej i nadzemnej biomase lesných ekosystémov. Preto sú dusičnany intenzívnejšie vyplavované do podzemných vôd, hlavne v období s nízkou biologickou aktivitou (december—máj).

Zo základného matematicko-štatistického spracovania hlavných zložiek silikátogénnych vôd (tab. 36, obr. 13, 14, 15, 16) vyplýva, že normálny charakter distribúcie vykazujú iba koncentrácie sodíka. Pre mineralizáciu a koncentrácie

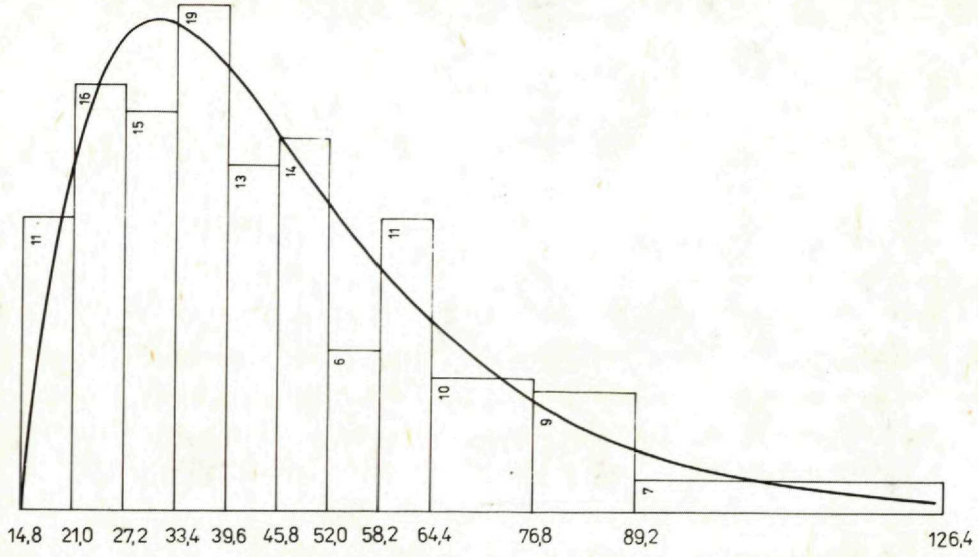


Obr. 13 Distribúcia mineralizácie podzemných vôd

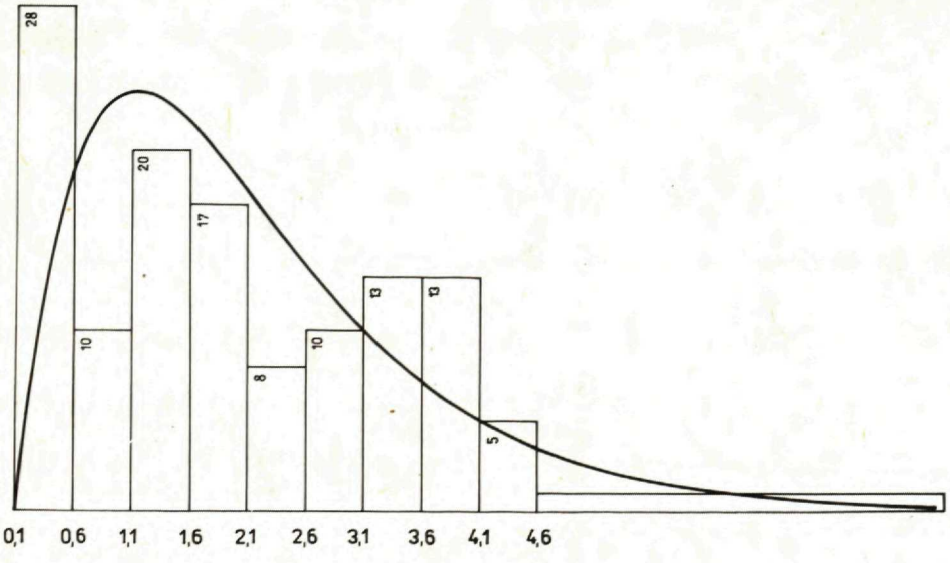


Obr. 14 Distribúcia Ca^{+2} v podzemných vodách

SiO_2 a draslíka je charakteristické gama-rozdelenie, ostatné hlavné zložky vykazujú lognormálny charakter rozdelenia, typický pre asymetrické distribučné krivky s kladným sklonom (modálna hodnota vypočítaná ako priemer hraníc intervalu hodnôt s najväčšou relatívnou početnosťou, je menšia než aritmetický priemer).



Obr. 15 Distribúcia SiO_2 v podzemných vodách



Obr. 16 Distribúcia Na^+ v podzemných vodách

Z termodynamického hľadiska tieto zistenia znamenajú, že silikátogénne vody nedosahujú stav chemickej rovnováhy (jej matematicko-štatistickým modelom je normálny zákon rozdelenia) v systéme hornina—voda (pozri analogické konštatovanie odvodené z charakteristickej nedosýtenosti týchto vôd voči hlavným minerálnym fázam horninového prostredia — obr. 10a, b), ale sú iba v stave tzv. difúzno-dynamickej rovnováhy, charakteristickej pre prevažnú väčšinu prírodných vôd s aktívnou vodovýmenou. Príčinou nedosiahnutia chemickej rovnováhy je značná rýchlosť prúdenia silikátogénnych vôd, ktorá výrazne prevyšuje kinetiku hlavných mineralizačných procesov formovania ich chemického zloženia.

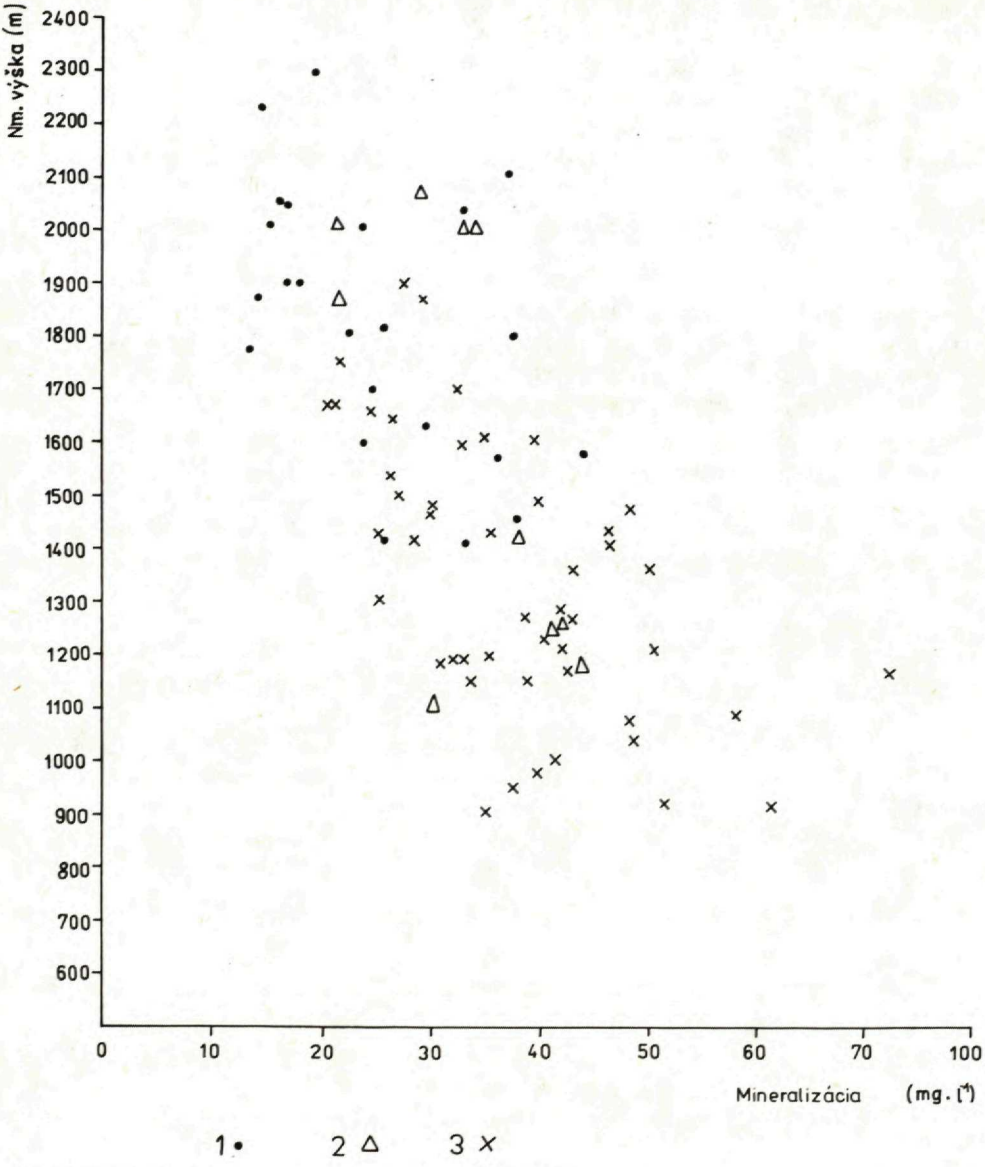
Mineralizácia silikátogénnych vôd sa pohybuje v rozmedzí 10—150 mg.l^{-1}, pričom v priemere je najnižšia v kryštaliniku a najvyššia v glacifluviálnych sedimentoch (tab. 32). Tieto rozdiely súvisia s odlišnými hydrodynamickými podmienkami obehu vôd.

V kryštaliniku sa obeh vôd prevažne uskutočňuje v povrchovej zóne rozpukania a miestami i v hlbšie zasahujúcich puklinových systémoch tektonického pôvodu. Vzhľadom na silne členitý reliéf kryštalinika je podzemný odtok zrážkových vôd smerom k miestnym eróznym fázam veľmi rýchly. Táto skutočnosť, spolu s celkove nízkou chemickou aktivitou silikátových minerálov, podmieňuje veľmi nízku mineralizáciu (prevažne do 0,035 g.l^{-1}) podzemných vôd kryštalinika. Vyššiu mineralizáciu vykazujú iba bariérové pramene vyvierajúce na tektonickom styku granodioritového masívu s paleogénom Popradskej kotliny (pr. č. 87, 88, 89 a pod.). Tento styk je obvykle zakrytý kvartérnymi sedimentmi (periglaciálne kužele, polygenetické sutiny a pod.), cez ktoré podzemné vody kryštalinika vyvierajú na povrch. Zvýšená mineralizácia (až 0,15 g.l^{-1}) niektorých týchto prameňov je dôsledkom určitého mineralizačného vplyvu kalcitu (je prítomný v mylonitoch, s ktorými sú ich vody v styku) a zrejme i vápnitých paleogénnych ílovcov.

V glacigénnych a glacifluviálnych sedimentoch sa obeh vôd uskutočňuje v podstatne odlišných hydrodynamických podmienkach. Veľmi dobrá pórová priepustnosť hlavne glacigénnych sedimentov (menej i glacifluviálnych sedimentov s väčším podielom prachovo-ílovej zložky) podmieňuje rýchle prúdenie prestupujúcich podzemných vôd kryštalinika, resp. infiltrujúcich zrážkových vôd v smere sklonu nepriepustného prevažne paleogénneho podložia. Veľký celkový špecifický povrch horninového materiálu týchto sedimentov (podstatne väčší než u puklinových systémov kryštalinika) spôsobuje, že aj napriek negatívnemu vplyvu miestami značného stupňa jeho zvetrania (t. j. odnosu jeho najľahšie rozložiteľných zložiek), resp. veľkej rýchlosti prúdenia, sa prestupujúce zdrojové vody stykom s týmto materiálom pomerne intenzívne mineralizujú. Dôsledkom súhrnného pôsobenia uvedených činiteľov je v priemere podstatne vyššia mineralizácia podzemných vôd glacigénnych a najmä glacifluviálnych sedimentov v porovnaní s podzemnými vodami kryštalinika (tab. 31).

Charakteristická je tiež pomerne tesná korelácia ($r = -0{,}73$) mineralizácie silikátogénnych vôd s nadmorskou výškou ich výveru (obr. 17), ktorá je u podzemných vôd kryštalinika v priemere asi 1800 m, u podzemných vôd glaciálnych sedimentov asi 1300 m a u podzemných vôd glacifluviálnych sedimen-

tov asi 950 m. V prípade polygenetických sutín je priemerná mineralizácia ich podzemných vôd skreslená určitou nehomogenitou súboru. U prameňov vyvierajúcich z polygenetických sutín v nadmorskej výške 1800—2100 m je však mineralizácia charakteristicky nižšia (20—34 mg/l, priemer 25,4 mg/l) než u prameňov



Obr. 17 Vzťah mineralizácie podzemných vôd a nadmorskej výšky
1 — pramene z kryštalinika; 2 — pramene z polygenetických sutín; 3 — pramene z glacifluviálnych sedimentov

vyvierajúcich v nižších nadmorských výškach (1100—1400 m, 30—44 mg/l, priemer 39,0 mg/l). Zákonité vzťahy medzi veľkosťou mineralizácie, členitosťou reliéfu a nadmorskou výškou názorne ilustruje aj tabuľka 37, v ktorej je porovnané priemerné chemické zloženie silikátogénnych vôd kryštalinika Vysokých Tatier a niektorých ďalších jadrových pohorí Západných Karpát.

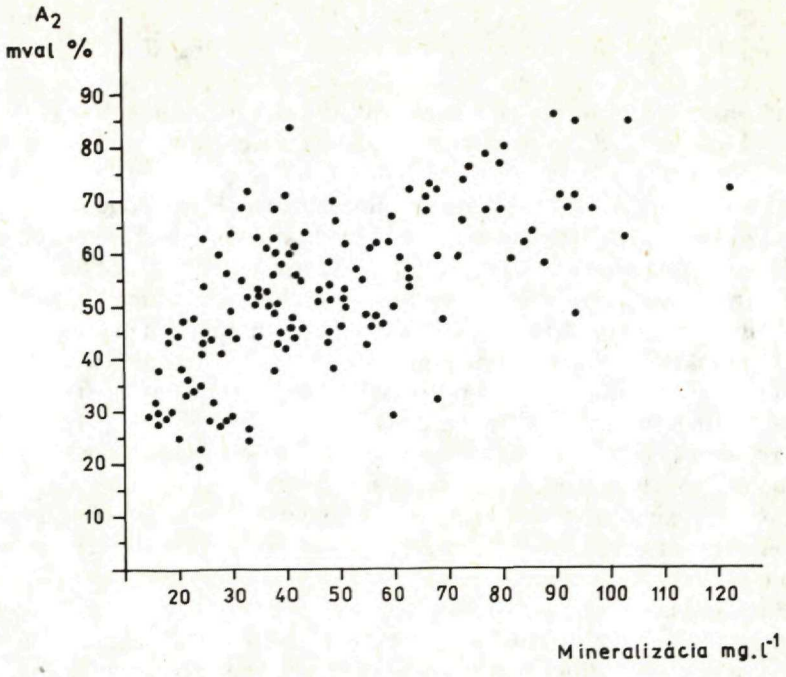
Pomerne vysoká korelácia existuje aj medzi veľkosťou mineralizácie a hodnotami druhej alkalinity (obr. 18). Najnižšie mineralizované silikátogénne vody vykazujú prevažne nízke hodnoty A_2, a tým aj nevyhranené typy chemického zloženia (tab. 37). So vzrastom mineralizácie (t. j. s dlhšou reálnou dobou styku vody s horninovým prostredím) sa rôzne výrazne prehlbuje charakter Ca(Mg)—HCO_3 silikátogénnych vôd a podstatne klesá výskyt nevyhranených typov chemického zloženia. Charakteristickým rysom podzemných vôd glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov je pomerne častá prítomnosť miestami i výraznej (do 25 mval %) nátriovo-karbonátovej zložky (napr. pr. č. 13, 16, 35, 45, 89, 148 atď.). Jej prítomnosť súvisí hlavne s priestorove variabilným odnosom sulfidickej síry v priebehu transportu, sedimentácie a postsedimentárneho vývoja týchto sedimentov, s určitým mineralizačným (hlavne iónovýmenným) vplyvom podložných flyšových sedimentov paleogénu a miestami i s hlbším obehom týchto vôd (napr. v tektonickej depresii zistenej vrtom VTH-8 hrúbka glacigénnych sedimentov dosahuje až 380 m).

V území východne od Tatranských Matliarov sa chemické zloženie podzemných vôd glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov výrazne mení. Ich mineralizácia sa

Tabuľka 37 Chemické zloženie silikátogénnych vôd kryštalinika niektorých jadrových pohorí Západných Karpát

Pohorie	Max. nadm. výška (m)	Relatívna výšková členitosť reliéfu[1]	Mediány vybraných hydrogeochem. parametrov					
			M $mg.l^{-1}$	SiO_2 $mg.l^{-1}$	SO_4^{-2} $mg.l^{-1}$	$S_2(SO_4)$	A_2	Mg/Ca
Malé Karpaty[2] (n = 107)	770	v okrajových častiach 101--180 m, prevažne 181-310 m, na obmedzených plochách aj 311-470 m	157,6	22,1	39,1	36,55	38,9	0,42
Lučanská skupina[3] Malej Fatry (n = 80)	1480	v okrajových častiach 311–470 m, v centrálnej časti prevažne 471–640 m a v drobných izolovaných ostrovoch aj na 640 m	85,9	12,6	13,4	28,65	46,7	0,47
Sv. svahy Nízkych Tatier (n = 33)	2040	detto s tým, že rozsah výškového rozpätia nad 640 m je podstatne väčší	69,2	5,65	9,9	20,1	61,2	0,49
Vysoké Tatry (n = 23)	2650	prevažne 471–640 m, v centrálnej časti nad 640 m	23,85	2,4	4,1	30,6	44,1	0,25

Poznámky: [1] – relatívne výškové rozdiely na ploche kruhu s polomerom 2 km
[2] – podľa údajov K. VRANU (1981) doplnené S. GAZDOM,
[3] – vypočítané zo zatiaľ nepublikovaných údajov V. ŠALAGOVEJ, IGHP Žilina.



Obr. 18 Vzťah mineralizácie a A_2 v silikátogénnych vodách

pohybuje v rozmedzí 0,2—0,3 g/l a chemické zloženie je prevažne výrazne kalciovo-bikarbonátové. Súvisí to jednak s výrazným podielom mezozoického materiálu v týchto sedimentoch, jednak s odlišným chemickým zložením časti ich zdrojových vôd (podzemné vody mezozoika Belianskych Tatier). Výsledky z vrtu VTH-4 situovaného severne od Tatranských Matliarov dokumentujú (M — 39,5 mg.l^{-1}; A_2 — 57,8 mval%), že k významnejším prestupom týchto vôd dochádza až východne od potoka Biela voda.

Karbonátogénne vody

Majú ako hlavný mineralizačný proces tvorby chemického zloženia podzemných vôd mezozoika a paleogénnych sedimentov rozpúšťanie karbonátov (kalcitu, resp. dolomitu), ktoré uvoľňuje do kvapalnej fázy hlavne ióny Ca^{+2}, Mg^{+2} a HCO_3^- a podmieňuje tak ich výrazný kalciový, resp. kalciovo (magnéziovo)-bikarbonátový charakter. Kvantitatívny efekt tohto procesu, t. j. celková mineralizácia karbonátogénnych vôd, je funkciou teploty, tlaku, parciálneho tlaku CO_2 a hydrodynamických podmienok obehu (bližšie S. Gazda 1965 a 1970, S. Gazda—V. Hanzel 1980).

Z ostatných minerálnych zložiek, obvykle prítomných v mezozoických karbonátoch, ovplyvňuje tvorbu chemického zloženia karbonátogénnych vôd hlavne roz-

ptýlený sadrovec, resp. autigénny pyrit. Oba tieto minerály rozpúšťaním alebo oxidáciou uvoľňujú do kvapalnej fázy ióny SO_4^{-2} a v závislosti od intenzity svojho pôsobenia podmieňujú tvorbu vždy prítomnej, rôzne výraznej Ca-SO_4 zložky. V karbonátogénnych vodách významnejšie neovplyvnených stykom so sadrovconosnými litofáciami obsah Ca-SO_4 zložky obvykle neprekačuje 20 mval%. Zdrojom, resp. spoluzdrojom malých množstiev SiO_2, alkálií, hliníka, stroncia, bária a ďalších obvykle prítomných stopových prvkov (B, Cu, Cr, Li, Ti, Mn, Mo) je hydrolytický rozklad silikátov (autigénne živce, glaukonit, chlorit, biotit, ílové minerály) a rozpúšťanie rôznych foriem SiO_2 (opál, chalcedón a kvarcín, vznikajúce počas diagenézy, resp. epigenézy; zrná klastického kremeňa), resp. sprievodných minerálov (apatit, stroncianit, celestín, rutil atď.).

Mineralizácia karbonátogénnych vôd mezozoických ostrovov Vysokých Tatier je pomerne veľmi nízka. Prevažne sa pohybuje v intervale 0,1—0,25 $g.l^{-1}$ (miestami i pod 0,1 $g.l^{-1}$) a v priemere je najnižšia v celých Západných Karpatoch. Ich hlavným zdrojom sú nízkomineralizované vody kryštalinika a kvartérneho pokryvu, ktoré krátkodobe prestupujú cez silno tektonicky porušené a skrasovatené triasové karbonáty a bazálne paleogénne brekcie. Dôsledkom rýchleho turbulentného prestupu je nízky kvantitatívny efekt interakcií hornina—voda, a tým aj výrazná nedosýtenosť týchto vôd voči horninového prostrediu. Tento genetický výklad potvrdzujú aj ich výrazne vyšší obsah SiO_2 (v priemere asi 9,0 $mg.l^{-1}$) v porovnaní s ostatnými karbonátogénnymi vodami Tatier (v priemere cez 3,0 $mg.l^{-1}$). V rámci Tatier i celých Západných Karpát sú s týmito vodami porovnateľné iba karbonátogénne vody čiastkového príkrovu Havrana v Belianskych Tatrách (tab. 38), ktoré sa formujú v podobných hydrodynamických podmienkach (silne skrasovatené jurské a kriedové vápence vo vrcholových častiach pohoria so silne členitým reliéfom).

Zložitosť podmienok obehu a tvorby chemického zloženia vôd v karbonátových komplexoch mezozoických ostrovov Vysokých Tatier dokumentujú aj pomerne

Tabuľka 38 Karbonátogénne vody Tatier

Pohorie	M $mg.l^{-1}$	SO_4^{-2} $mg.l^{-1}$	A_2 mval %	Mg/Ca
Západné Tatry (n = 27)	292,4	18,5	84,3	0,51
Vysoké Tatry (n = 15)	183,5	10,7	88,45	0,50
Belianske Tatry čiastkový príkrov Havrana (n = 13)	182,3	11,9	80,5	0,20
Belianske Tatry čiast. príkrov Bujačieho (n = 13)	268,6	13,2	80,7	0,43
Sv. svahy Nízkych Tatier (n = 128)	314,9	21,0	84,1	0,56

značné rozdiely mineralizácie i hodnôt koeficientu Mg/Ca vyvieračiek odvodňujúcich karbonátový komplex Hrubého grúňa a vôd vrtu VTH-9 lokalizovaného v ich západnom okolí. Vody vrtu VTH-9 sú vyššie mineralizované ($M = 284{,}3\ mg.l^{-1}$) a vykazujú hodnotu Mg/Ca (0,758) dokumentujúcu obeh v čistých dolomitoch. Pritom v profile tohto vrtu dolomity neboli zistené. Podobné hydrogeochemické anomálie sú známe i z Belianskych Tatier, napr. vody vrtu BTH-4, v celom profile ktorého boli zistené ladinské dolomity, vykazujú nižšiu hodnotu Mg/Ca (0,48) než vody vrtu BTH-1 (0,57), ktorým boli odskúšané gutensteinské vápence, i keď prevažne rôzne výrazne dolomitizované (bližšie V. HANZEL et al. 1981).

Podzemné vody paleogénu Podtatranskej kotliny sú genetickým analógom mezozoických vôd. Rozdiel oproti mezozoiku spočíva hlavne v odlišných hydrodynamických podmienkach ich obehu (pomerne pomalé prúdenie v puklinovo-pórových systémoch), ktoré determinujú podstatne intenzívnejší priebeh rozpúšťania. Tento činiteľ, spolu s niektorými odlišnosťami petrografického zloženia horninového prostredia (podstatne väčšie zastúpenie silikátových minerálov a pyritu v porovnaní s mezozoikom, a tým aj intenzívnejší hydrochemický vplyv hydrolytických a oxidačných procesov ich degradácie), podmieňuje v priemere podstatne vyššiu mineralizáciu karbonátogénnych vôd paleogénu a ich menej výrazný Ca(Mg)—HCO_3 charakter (tab. 39). V jednotlivých konkrétnych prípadoch celkové chemické zloženie a mineralizácia paleogénnych vôd sú podmienené vápnitosťou kolektorských obzorov, obsahom pyritu (resp. sekundárneho sadrovca), miestnymi podmienkami infiltrácie a obehu zrážkových vôd a stupňom antropogénneho znečistenia, ktoré je u týchto vôd celkove najvyššie (obsah dusičnanov dosahuje lokálne až $100\ mg.l^{-1}$ i viac).

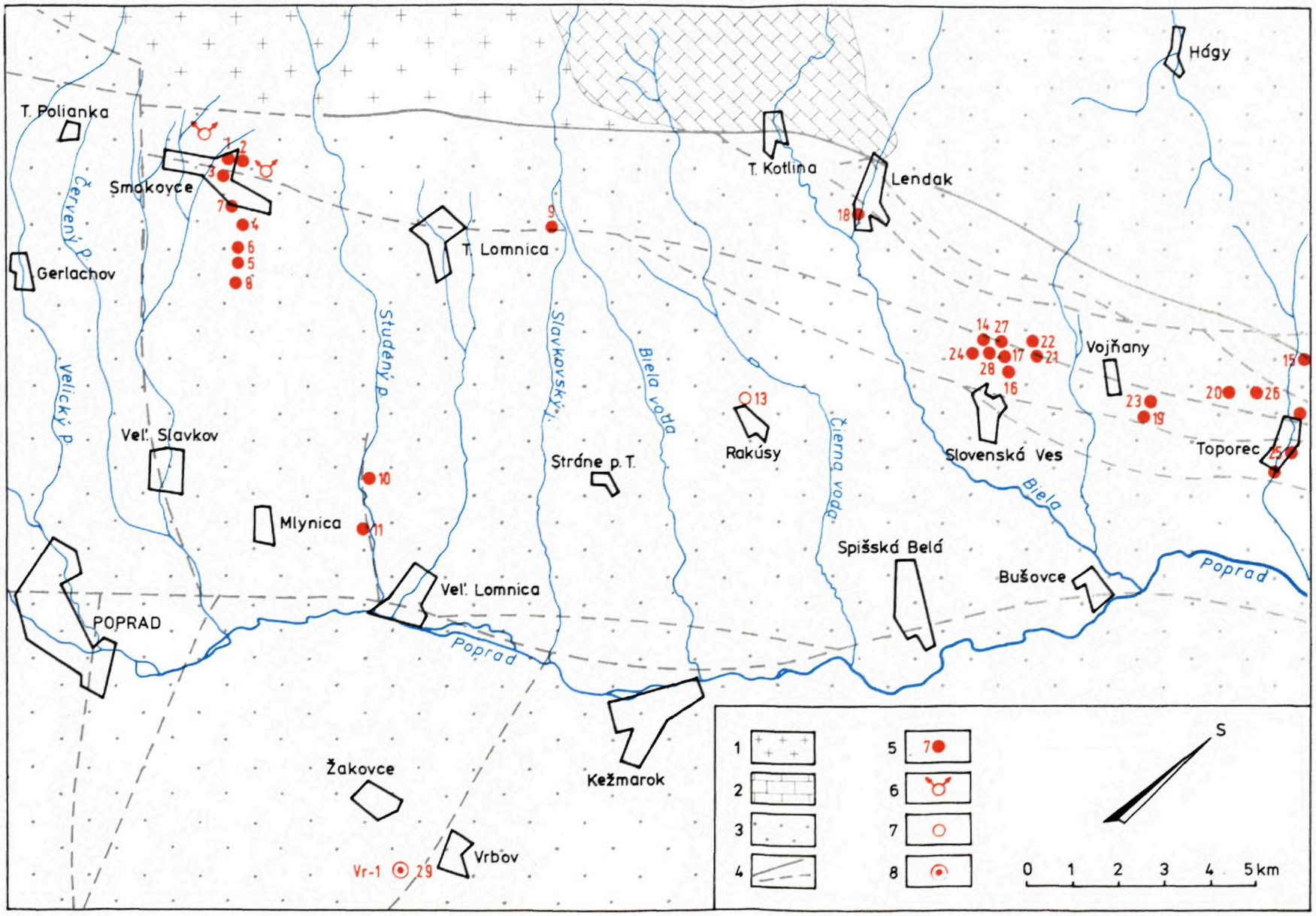
Vody doteraz odkryté vrtmi v paleogénnych sedimentoch prevažne vykazujú prítomnosť rôzne výraznej zložky Na-HCO_3, a to aj v plytkom obehu (tab. 39).

Súvisí to zrejme s lokálnym deficitom sulfidickej síry v horninovom prostredí (ak vody obsahujú nízke obsahy síranov a alkálií, t. j. majú malé hodnoty S_1)

Tabuľka 39 Karbonátogénne vody paleogénu overené vrtmi

Lokalita	Perforácia m	M $mg.l^{-1}$	S_1	A_1	A_2	Mg/Ca
Veľká Lomnica vrt HV–1	28,40	284,5	16,15	19,5	63,95	0,935
Štrba vrt ŠH–2	4–12	526,3	5,35	3,1	90,95	0,497
Štrba vrt HV–1	7–14	507,45	5,3	5,8	88,6	0,538
Štrba vrt HV–1	5–15	412,75	4,8	0,45	94,6	0,418
Štrba vrt TS–1	3,5–11	528,3	27,1	5,2	67,35	0,295
Kežmarok vrt K–2	3–9,5	599,8	25,65	22,95	51,4	0,586
Rakúsy vrt VTH–2	3,5–14,0	282,4	8,9	4,25	73,55	0,454

Poznámka: Tabuľka bola zostavená s použitím údajov Ľ. RUSINU (1969, 1972), I. BERACKU (1969), E. BAKOŠOVEJ (1979), V. TÚMU (1962) a J. VERČIMÁKA (1974).



Obr. 19 Mapa rozšírenia minerálnych vôd v juhovýchodnom predpolí Vysokých Tatier (zostavil V. Hanzel 1982)
1 — kryštalinikum; 2 — mezozoikum; 3 — paleogén; 4 — zlomy; 5 — minerálny prameň s CO_2 (číslo prameňa podľa tab. 42); 6 — výrony suchého CO_2; 7 — minerálny prameň s H_2S; 8 — vrt s termálnou vodou

a miestami aj s intenzívnejším mineralizačným pôsobením iónovýmenných procesov (zvýšené obsahy síranov a alkálií, a tým aj vyššie hodnoty S_1).

Zaujímavý charakter vykazuje distribúcia obsahov chloridov v paleogénnych vodách (rozptyl 1,0—100,0 mg.l^{-1}, medián 17,7 mg.l^{-1}). Pozornosť si zasluhujú hlavne ich zvýšené obsahy, ktoré sa vyskytujú s početnosťou takmer 70 % (obsahy nad 10,0 mg.l^{-1}), resp. 50 % (obsahy nad 20,0 mg.l^{-1}). Zdrojom zvýšeného obsahu chloridov sú jednak sekundárne činitele (vyplavovanie minerálnych hnojív z pôdy, fekálne znečistenie z neodkanalizovaných sídlišť), jednak rozpúšťanie zvyškovej marinogénnej mineralizácie paleogénnych sedimentov. V prvom prípade sú vo vodách obvykle prítomné aj zvýšené obsahy dusičnanov, síranov, draslíka a pod., v druhom prípade zvýšené hodnoty zložky Na—Cl.

Vo vzťahu ku genéze paleogénnych vôd hlbších obehov sú významné:

a) výrazná stabilita sulfidickej síry v redukčných podmienkach;

b) pokles rozpustnosti karbonátov so vzrastom teploty;

c) zmeny v pomere iónov Na^+ a Ca^+, uvoľňovaných pri hydrolytickom rozklade živcov (prednostné uvoľňovanie Na^+, blokujúci vplyv iónov CO_3^{-2} voči súčasne uvoľňovanému Ca^{+2}, viazanie iónov Ca^{+2} v mriežke Ca-montmorillonitu);

d) s hĺbkou klesajúca premytosť kolektorových obzorov a s ňou súvisiaci postupný vzrast výmenných centier ílových minerálov obsadených iónmi Na^+, vo väčších hĺbkach aj zachovanie v rôznom stupni degradovaných reliktných morských vôd.

V súhlase s týmito zákonitosťami sú pre hlbšie časti profilu paleogénnej výplne Podtatranskej kotliny charakteristické hydrosilikátogénne vody typu Na—HCO_3 a hlbšie i marinogénne vody typu Na—Cl. V Liptovskej kotline boli takéto vody odkryté hlbokým vrtom Vlachy-1 (F. Chmelík et al. 1963). Aj niektoré prirodzené vývery minerálnych vôd Podtatranskej kotliny patria geneticky k takýmto typom (napr. Žiar, Konská a pod.).

Fluviogénne vody

V porovnaní s petrogénnymi vodami má utváranie chemického zloženia fluviogénnych vôd viacero osobitostí. Predovšetkým je to skutočnosť, že ich hlavným zdrojom nie sú zrážkové vody, ale vody povrchových tokov rôznej, v čase i priestore premenlivej mineralizácie a chemického zloženia. Ďalej je to úzka hydraulická spojitosť podzemných vôd údolnej nivy s povrchovým tokom a jej zmeny v čase a v priestore (povrchový tok ako zdroj, resp. drén podzemných vôd) a existencia viac-menej nezávislých prúdov týchto vôd paralelných s tokom. V dôsledku hydrodynamického pôsobenia týchto prúdov sú infiltrujúce povrchové vody (takisto i svahové vody pritekajúce do údolnej nivy z vyšších terás, resp. z horninových komplexov budujúcich priľahlé svahy) usmerňované do smeru daného vektorovým sčítaním pôsobiacich síl a postupne sa premiešavajú s vodami krajných a potom aj ďalších prúdov. Uplatňuje sa tiež rôzne výrazný (v závislosti od hrúbky a priepustnosti krycej vrstvy povodňových hlín) vplyv priamo infiltrujúcich zrážkových vôd a rozptyl podzemných vôd podložných zvodnených kolektorov (i hlbšie uložených prostredníctvom tektoniky).

Chemické zloženie podzemných vôd fluviálnych sedimentov údolných nív je teda viac utvárané miešaním vôd rôznej mineralizácie, zloženia a pôvodu než mineralizačnými procesmi prebiehajúcimi v systéme fluviálny štrkopiesok—voda. Intenzita týchto procesov, a tým aj ich vplyv na dotvorenie celkového chemického zloženia fluviogénnych vôd závisí hlavne od rýchlosti prúdenia, granulometrického zloženia fluviálnych štrkopieskov (okrem ovplyvnenia hydrodynamických podmienok určuje ich aj celková veľkosť špecifického povrchu pevnej fázy, vystaveného pôsobeniu vody) a chemickej aktivity ich horninového materiálu.

Takéto genetické pomery podmieňujú veľkú priestorovú variabilitu mineralizácie i chemického zloženia fluviogénnych vôd. Na utváraní tejto variability sa významne zúčastňuje aj antropogénne znečistenie transportované do prostredia ich obehu povrchovými, zrážkovými, resp. svahovými vodami, ako aj priamymi prestupmi (úniky kvapalných surovín, resp. produktov v areáloch priemyselných závodov, nevhodne založené skládky odpadov, silážne jamy a pod.).

Uvedené závery v plnom rozsahu potvrdzujú existujúce hydrochemické údaje z údolnej nivy Popradu (pozri široký rozptyl mineralizácie, jej zložiek i odvodených hydrogeochemických parametrov v tab. 40). Mineralizácia jej podzemných vôd sa prevažne pohybuje v rozmedzí 0,3—0,5 $g.l^{-1}$ (38 %), resp. 0,5—0,7 $g.l^{-1}$ (40 %). Veľká variabilita kalciovo-bikarbonátovej (20—90 mval %) a kalciovo-sulfátovej (0—83 mval %) zložky sa odráža vo významnom zastúpení vôd nevýrazného typu Ca(Mg)—HCO_3 (40 %) a v pomerne častej prítomnosti vôd nevyhranených typov chemického zloženia (hlavne v oblasti Poprad—Spišská Teplica).

Zmeny chemického zloženia fluviogénnych vôd pozdĺž toku Popradu sú zrejmé z tabuľky 40. V oblasti Lučivná—Svit, kde fluviálne sedimenty Popradu drénujú triasové karbonáty chočského príkrovu Nízkych Tatier, fluviogénne vody vykazujú mineralizácie okolo 0,3 $g.l^{-1}$ a výrazný charakter Ca(Mg)—HCO_3.

Pod vyústením odpadových vôd z priemyselnej aglomerácie Svit—Poprad (hlavne odpadových vôd z Chemosvitu, n. p.) sa kvalita fluviogénnych vôd značne zhoršuje. Výrazne vzrastá ich mineralizácia (lokálne až nad 1,0 $g.l^{-1}$) a v jej rámci hlavne obsah chloridov, síranov a alkálií, zvyšuje sa organické, resp. mikrobiálne znečistenie a chemické zloženie sa výrazne posúva smerom k nevýraznému typu Ca(Mg)—HCO_3. Ďalej po toku, v dôsledku samočistiacich procesov a zrieďovania

Tabuľka 40 Zmeny chemického zloženia fluviogénnych vôd pozdĺž toku Popradu

Oblasť	M $mg.l^{-1}$	SO_4^{-2} $mg.l^{-1}$	Cl^{-1} $mg.l^{-1}$	A_2 mval %
Lučivná (n = 2)	350,3	23,45	7,6	78,8
Poprad–Sp. Teplica (n = 14)	633,1	130,1	41,6	56,65
Kežmarok (n = 7)	530,7	79,7	26,3	65,9
Spišská Belá (n = 11)	525,1	42,7	16,6	74,35
Bušovce (n = 6)	455,0	31,1	22,35	74,5

Poznámka: V tabuľke sú uvedené aritmetické priemery.

Tabuľka 41 Chemické zloženie fluviogénnych vôd prítokov Popradu

Povrchový tok – lokalita – zdroj	M mg . l^{-1}	Cl^{-1} mg . l^{-1}	NO_3^{-1} mg . l^{-1}	SO_4^{-2} mg . l^{-1}	A_2 mval %	Mg/Ca
Velický potok Poprad–Veľká H–1	326,45	3,8	1,0	31,3	79,9	0,333
Velický potok Poprad–Veľká H–2	379,9	28,2	st.	32,5	70,1	0,480
Studený potok Veľká Lomnica vrt	461,2	10,6	–	26,8	85,75	0,496
Biela Bušovce HV–18	376,0	5,0	15,0	29,6	79,3	0,384
Lipník Lučivná HV–1	386,45	5,6	11,0	20,55	84,7	0,409

Poznámka: Tabuľka bola zostavená s použitím údajov J. FRANKOVIČA (1963) a M. HALUŠKU et al. (1968) a J. WAGNERA (1963).

nízkomineralizovanými vodami pritekajúcimi z oblasti Vysokých Tatier, mineralizácia fluviogénnych vôd postupne klesá a ich chemické zloženie sa posúva opäť smerom k výraznému typu Ca(Mg)—HCO_3.

Predstavu o chemickom zložení fluviogénnych vôd prítokov Popradu poskytuje tabuľka 41. Chemické zloženie týchto vôd je obvykle konformné so zložením vôd horninových komplexov priľahlých svahov, ktoré tieto toky drénujú.

Charakteristickým rysom fluviogénnych vôd skúmaného územia je prevažujúci zvýšený obsah železa (s maximom až asi 2,0 mg . l^{-1}), čo spolu s častým organickým, resp. mikrobiálnym znečistením znemožňuje ich priame vodohospodárske využívanie.

Rozšírenie a režim minerálnych vôd

Vo Vysokých Tatrách a v ich južnom predpolí sa vyskytujú početné prírodné pramene studených uhličitých minerálnych vôd a sporadicky i vôd sírovodíkových. Prevažne sú viazané na zložitú tektonickú líniu — podtatranský zlom a na zlomy s ním rovnobežné. Sústredené sú hlavne do dvoch oblastí (obr. 19).

Prvá skupina prameňov obyčajných kyseliek vystupuje v oblasti Starého Smokovca a Dolného Smokovca. Ich lokalizácia v tomto území je podmienená ohybom podtatranského zlomu v oblasti Smokovcov zo smeru Z—V do smeru JZ—SV. Výstup minerálnych vôd na povrch je zrejme podmienený priečnym zlomom smeru SZ—JV. V okolí Smokovcov majú glacifluviálne sedimenty menšiu hrúbku, čo vytvára vhodné podmienky pre výstup preplynených vôd na povrch.

Celkove tu vystupuje osem prameňov kyseliek (tab. 42), z ktorých tri sú zachytené a sústavnejšie využívané. Výdatnosť týchto prameňov sa pohybuje

v rozmedzí 0,01—1,0 $l.s^{-1}$, teplota v rozmedzí 5,5—9,0 °C. Celková mineralizácia je nízka (prevažne pod 0,1 $g.l^{-1}$), preplynenie CO_2 pomerne slabé (prevažne pod 1,0 $g.l^{-1}$). Hydrochemicky sú to vody rôzne výrazného typu Ca—HCO_3 (lokálne i Ca—Mg—HCO_3) s prevažujúcou prítomnosťou rôzne veľkej zložky Na—HCO_3.

Minerálne vody tejto skupiny sa tvoria v podmienkach pomerne plytkého obehu rovnakými mineralizačnými procesmi ako obyčajné podzemné vody glacifluviálnych sedimentov a kryštalinika, na ktoré sú geneticky viazané. Ich nízka mineralizácia, iba málo zvýšená v porovnaní s obyčajnými silikátogénnymi vodami, dokumentuje, že hlbinný CO_2 preplyňuje ich obehy iba v konečnej fáze výstupu na povrch. Dlhodobejšiu prítomnosť CO_2 v prostredí tvorby predpokladáme iba u prameňa Smokovecká kyselka. Zvýšená mineralizácia vôd tohto prameňa môže však byť aj odrazom mineralizačného vplyvu podložného paleogénu. Viac-menej pravidelný vzrast nátriovo-bikarbonátovej zložky s teplotou týchto vôd (obr. 20) je zrejme dôsledkom určitej hlbokej diferenciácie prostredia ich tvorby.

Plytkopodpovrchové podmienky tvorby tejto skupiny minerálnych vôd potvrdzuje aj nestály režim ich teploty, mineralizácie i jednotlivých jej zložiek (tab. 43, obr. 21, 22), ktorý je analogický ako u obyčajných silikátogénnych vôd (tab. 47, 48). Charakteristická nezávislosť zmien stupňa preplynenia CO_2 a celkovej mineralizácie dokazuje osobitný režim kvapalnej a plynnej fázy v prostredí ich tvorby.

V podstate analogickú genézu ako uvedené minerálne vody vykazuje aj kyselka vyvierajúca asi 3 km sz. od Veľkej Lomnice. Vyviera v alúviu Studeného potoka, ktorým prúdia do údolnej nivy Popradu nízkomineralizované podzemné vody, pôvodom z kryštalinika a z glacigénnych, resp. glacifluviálnych sedimentov Vysokých Tatier. Kyselka v Tatranských Matliaroch, ktorú tiež zaraďujeme do tejto genetickej skupiny, bola zlikvidovaná a má dnes už iba paleohydrogeologický význam. To isté platí i pre Csákyho prameň, ktorý pôvodne vyvieral pri budove hotela Tatra v Starom Smokovci v blízkosti súčasného prameňa Smokovecká

Poznámky k tabuľke 42

I. 1—10: Silikátogénne vody plytkého obehu, viazané na glacifluviálne sedimenty a kryštalinikum (1—2 a 4—9: sýtenie CO_2 iba v konečnej fáze výstupu na povrch; 3 a 10: dlhodobejšia prítomnosť CO_2 v obehových cestách).

11—23: Karbonátogénne vody plytkého obehu, viazané na paleogénne sedimenty (11—12 a 14—17: sýtenie CO_2 iba v konečnej fáze výstupu na povrch; 13 — sírovodíková voda; 18—23: dlhodobejšia prítomnosť CO_2 v obehových cestách a miestami i pomerne hlbší obeh).

24—26: Karbonátogénne vody pomerne hlbšieho obehu v paleogénnych sedimentoch (významnejšia účasť iónovýmenných prvkov pri tvorbe chemického zloženia).

27—28: Sulfidogénne vody plytkého obehu v paleogénnych sedimentoch (27 — nezneutralizovaná; 28 — neutralizovaná).

29: Karbonátogénne vody hlbokého obehu, viazané na mezozoické podložie paleogénnej výplne Popradskej kotliny.

II. PFUK — Hydrochemické laboratórium Geolog. ústavu PFUK v Bratislave; IGHP — Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina, GPO — Geologický průzkum, Ostrava, Laboratórne stredisko, Brno; BLP — Blaneochemické laboratórium Čs. štát. kúpeľov, Piešťany; KHS Br. — Krajská hygienicko-epidemiologická stanica v Bratislave.

III. Analytické údaje iných organizácií ako GÚDŠ boli čerpané z prác P. Tkáčika et al. (1962) a K. Hyánkovej—L. Meliorisa (1971).

IV. n — nemerateľné výdatnosti pre malé množstvo vody.

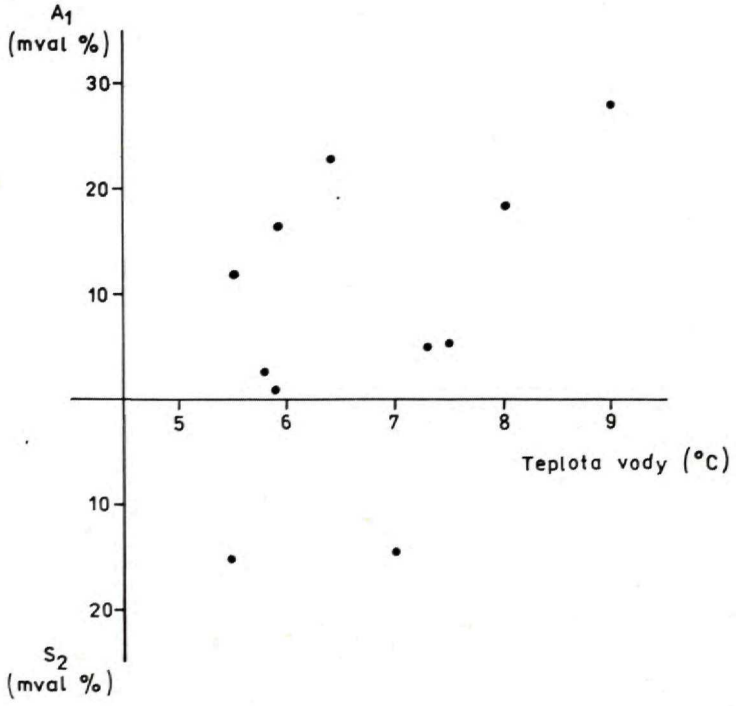
Tabuľka 42 Chemické zloženie minerálnych vôd

Por. číslo pram.	Prameň – lokalita	Dátum odberu	Ana-lýza	Tepl. vody °C	Q $l \cdot s^{-1}$	pH	CO_2 $g \cdot l^{-1}$	M $mg \cdot l^{-1}$	S_1	S_2	S_3	A_1	A_2	A_3	Mg/Ca
1.	Pred amfiteátrom (PD–73) Starý Smokovec	8. 7. 71	PFUK	5,5	1,0	4,4	0,99	53,6	12,35	15,05	–	–	72,6	0,0	0,20
2.	V lese (PD–74) Starý Smokovec	8. 7. 71	PFUK	7,5	0,01	4,6	1,16	87,5	26,2	–	–	5,6	68,2	0,0	0,57
3.	Smokovecká kyselka (PD–72a) Starý Smokovec	23. 10. 71	GÚDŠ	5,9	0,25	5,7	0,84	324,25	8,2	–	–	0,7	91,5	0,3	0,15
4.	Pri rázcestí Horný Smokovec	24. 10. 71	GÚDŠ	5,9	1,00	4,9	0,88	77,25	19,25	–	–	16,45	64,30	st.	0,38
5.	Pri práčovni (PD–61) Dolný Smokovec	26. 10. 71	GÚDŠ	7,3	0,25	4,9	0,92	60,6	32,9	–	–	5,15	61,35	0,6	0,50
6.	Pri vile Hviezdoslav (PD–5) Dolný Smokovec	25. 10. 71	GÚDŠ	6,4	0,02	4,9	0,86	81,2	21,95	–	–	22,95	55,1	st.	0,10
7.	V záreze železnice Dolný Smokovec	24. 10. 71	GÚDŠ	5,8	0,47	4,5	0,93	68,25	27,9	–	–	2,5	68,0	1,6	0,20
8.	Pri vile Kotva (PD–4) Dolný Smokovec	5. 4. 61	IGHP	9,0	0,03	5,3	0,96	82,6	14,3	–	–	28,1	56,5	0,4	0,36
9.	V lese Tatranské Matliare	13. 6. 61	IGHP	5,5	n	5,2	0,67	64,7	15,65	–	–	12,0	72,05	0,3	0,31
10.	Kyslá voda (PD–91) Veľká Lomnica	24. 6. 62	IGHP	7,0	0,002	5,3	1,15	233,6	5,0	14,7	–	–	80,3	0,3	0,42
11.	Za kolóniou (PD–90) Veľká Lomnica	26. 3. 62	IGHP	8,0	0,003	5,7	1,25	765,35	7,3	–	–	17,7	74,8	0,2	0,44
12.	Kyselka (PD–7) Forbasy	21. 10. 77	GPO	9,0	0,005	5,35	2,09	454,45	5,65	2,05	–	–	81,1	11,2	0,35
13.	Pri farme JRD Rakúsy	25. 4. 62	IGHP	10,0	n	7,1	0,03	535,35	5,9	6,6	–	–	87,4	0,1	0,55
14.	Starý Kadlub (PD–98) Výborná	20. 4. 61	IGHP	8,0	0,025	5,5	1,59	607,85	5,75	1,3	–	–	84,35	8,6	0,52

Pokračovanie tab. 42

Por. číslo pram.	Prameň – lokalita	Dátum odberu	Ana-lýza	Tepl. vody °C	Q $l.s^{-1}$	pH	CO_2 $g.l^{-1}$	M $mg.l^{-1}$	S_1	S_2	S_3	A_1	A_2	A_3	Mg/Ca
15.	Pri vojenskej chate Toporec	25. 11. 64	BLP	7,6	n	5,8	1,48	911,25	3,8	5,9	–	–	91,6	2,5	0,40
16.	Skupina prameňov (PD–64) Slovenská Ves	20. 4. 61	IGHP	9,0	0,01	5,5	1,28	448,8	7,1	8,0	–	–	81,6	0,3	0,22
17.	Hlavný (PD–68) Slovenská Ves	20. 4. 61	IGHP	10,0	n	5,8	1,21	760,7	5,3	3,8	–	–	89,1	1,8	0,33
18.	Kvašná voda (PD–52) Lendak	5. 12. 57	KHSBr.	3,0	n	6,0	1,49	1103,2	1,9	–	–	4,55	77,55	16,0	0,26
19.	Kvašná voda (PD–61) Podhorany	11. 10. 76	GPO	10,0	n	6,3	2,74	1037,3	4,8	–	–	4,0	87,85	3,35	0,44
20.	Pod Krigovou horou (PD–83) Toporec	20. 10. 77	GPO	8,5	n	5,95	1,95	1330,95	3,55	–	–	7,5	85,35	3,6	0,36
21.	Pri potoku (PD–63) Slovenská Ves	21. 4. 61	IGHP	7,0	0,003	6,0	1,78	1746,6	2,2	–	–	1,35	95,8	0,65	0,25
22.	Kadlub (PD–62) Slovenská Ves	21. 4. 61	IGHP	7,0	0,01	6,0	1,48	2016,5	2,2	–	–	9,65	87,7	0,45	0,28
23.	Kvašná voda Vojňany	21. 7. 71	PFUK	12,2	0,01	5,8	2,00	1994,45	3,0	–	–	0,9	94,9	1,2	0,29
24.	Kadlub v búdke (PD–97) Výborná	20. 7. 71	PFUK	9,3	0,006	5,8	2,50	1958,2	2,95	–	–	26,4	69,15	1,5	0,37
25.	Pri kaštieli Toporec	21. 7. 71	PFUK	13,2	0,04	5,9	2,12	2506,6	3,45	–	–	26,95	69,0	0,6	0,43
26.	Pri potôčku (PD–83A) Toporec	20. 10. 77	GPO	8,3	n	6,0	1,83	2555,6	4,05	–	–	20,9	74,35	0,7	0,30
27.	Moravany (PD–65) Slovenská Ves	25. 11. 64	PFUK	4,8	n	3,1	2,08	417,15	20,6	69,4	10,0	–	–	–	0,34
28.	Malý dolný (PD–67) Slovenská Ves	20. 4. 61	IGHP	9,0	n	4,5	1,53	319,9	11,4	80,8	–	–	6,25	2,25	0,44
29.	Vrt Vr–1 Vrbov	17. 8. 82	GÚDŠ	56,0	28,3	6,5	0,51	3990,1	21,05	9,55	–	–	69,3	0,1	0,54

kyselka. Je zaujímavé, že tento prameň vykazoval (podľa analýzy z marca 1961, t. j. tesne pred jeho likvidáciou) podstatne nižšiu mineralizáciu (asi 95 $mg.l^{-1}$) a vyšší stupeň preplynenia CO_2 (až 1,8 $g.l^{-1}$) než v súčasnosti vykazuje prameň Smokovecká kyselka, ktorý bol vybudovaný ako náhrada vo vzdialenosti približne 10—15 m. Je tiež zaujímavé, že tento prameň spočiatku vykazoval (analýza

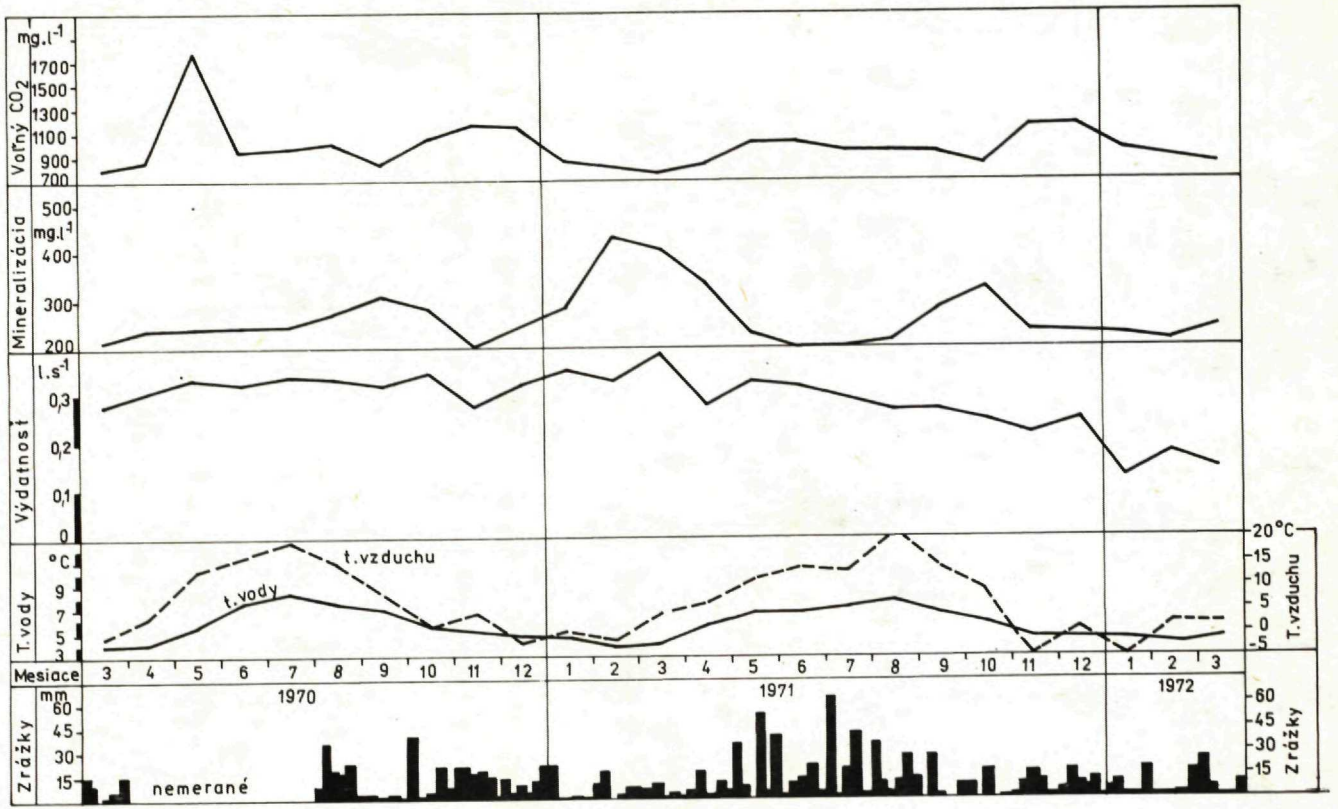


Obr. 20 Zmeny chemického zloženia silikátogénnych minerálnych vôd v závislosti od hĺbky obehu

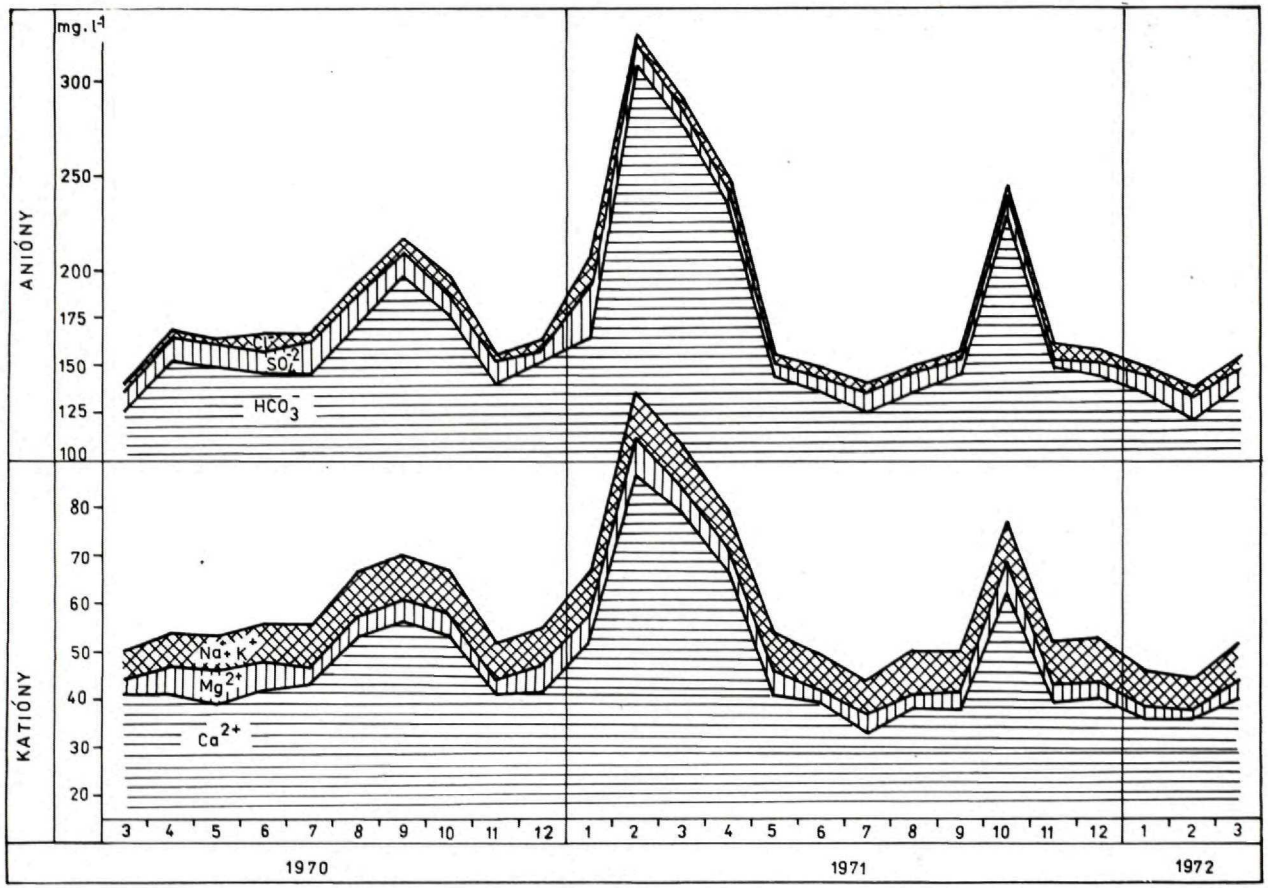
z novembra 1964) rovnakú mineralizáciu ako Csákyho prameň, zvýšenie mineralizácie bolo zaregistrované začiatkom r. 1970, keď sme začali tento prameň pravidelne režimne sledovať (tab. 43). Tento vzrast mineralizácie zrejme súvisí s otvorením novej výstupnej cesty s odlišnými genetickými podmienkami tvorby.

Okrem prírodných výverov prameňov kyseliek vystupujú v pokračovaní čiastkového zlomu na jz. na systéme podtatranského zlomového pásma výrony suchého CO_2 jv. od Tatranskej Polianky, na Novým Smokovcom v rašelinisku na Jakubkovej lúke. Výrony suchého CO_2 boli zistené aj v sondách pre overenie základovej pôdy hotela Bellevue.

Druhú skupinu minerálnych vôd skúmaného územia tvoria kyselky vyvierajúce pri sv. ukončení masívu Tatier v oblasti Slovenská Ves—Toporec. Vyvierajú na zlomových poruchách smeru SV—JZ, paralelných s podtatranským zlomom a geneticky sú viazané na paleogénne sedimenty. Sú charakteristické prevažujúcim



Obr. 21 Grafické znázornenie režimu prameňa — Smokovecká kyselka



Obr. 22 Časový priebeh zmien chemického zloženia prameňa — Smokovecká kyselka

Tabuľka 43 Režim chemického zloženia prameňa Smokovecká kyselka

Dátum	T. vody T. vzduchu	Q $l \cdot s^{-1}$	pH	CO_2 $mg \cdot l^{-1}$	M $mg \cdot l^{-1}$	S_1	S_2	A_1	A_2	A_3	Na/K	Mg/Ca	SO_4/M
17. 3. 70	3,9 –1,1	0,286	4,9	794,95	214,49	10,74	8,40	–	80,70	0,16	20,08	0,12	0,05
21. 4. 70	4,2 3,6	0,31	4,9	857,12	235,82	11,52	2,10	–	86,24	0,14	31,30	0,22	0,046
19. 5. 70	5,5 13,0	0,333	5,0	1769,50	228,41	10,58	1,32	–	87,78	0,32	14,15	0,31	0,04
26. 6. 70	7,5 15,9	0,325	5,1	918,19	242,43	11,02	8,44	–	80,30	0,24	15,00	0,24	0,046
23. 7. 70	8,3 19,0	0,345	4,9	962,76	243,57	12,52	5,04	–	82,12	0,32	12,38	0,14	0,07
27. 7. 70	7,5 15,0	0,27	5,0	1016,22	270,93	11,92	3,64	–	84,28	0,16	10,94	0,13	0,048
24. 9. 70	7,0 8,2	0,30	5,1	835,03	305,31	10,84	1,24	–	87,32	0,60	9,83	0,14	0,029
23. 10. 70	5,4 1,0	0,36	4	1049,84	282,08	5,42	9,32	–	85,18	0,08	14,57	0,15	0,033
20. 11. 70	5,1 4,0	0,28	5,0	1149,28	207,33	12,90	–	0,04	86,40	0,26	13,61	0,12	0,047
20. 12. 70	4,7 2,0	0,32	5,1	1124,64	238,64	10,30	–	1,32	88,14	0,24	14,56	0,22	0,02
29. 1. 71	4,6 0,1	0,35	4,9	884,27	287,08	10,28	1,40	–	88,08	0,24	7,07	0,17	0,02
25. 2. 71	3,8 2,2	0,336	5,3	817,34	428,75	6,18	–	1,12	92,68	0,02	4,75	0,14	0,02
25. 3. 71	4,1 3,9	0,342	5,8	744,39	406,84	7,0	–	0,74	92,24	0,02	5,63	0,11	0,02
29. 4. 71	5,5 6,3	0,31	5,2	875,60	332,86	8,10	–	0,04	91,84	0,02	7,45	0,12	0,02
28. 5. 71	6,8 11,4	0,33	5,1	1034,44	230,44	10,80	–	2,74	86,12	0,34	10,71	0,20	0,03
22. 6. 71	6,9 13,5	0,32	5,0	1016,40	199,48	13,26	0,94	–	85,80	–	10,39	0,12	0,03
21. 7. 71	7,3 12,7	0,292	4,9	965,36	200,36	12,70	0,40	–	86,86	0,04	10,04	0,20	0,04
19. 8. 71	7,8 22,3	0,274	5,0	952,16	219,39	12,84	–	2,42	85,58	0,16	11,23	0,13	0,04
26. 9. 71	6,7 13,3	0,27	5,1	929,28	228,34	10,32	–	2,98	86,38	0,32	8,22	0,16	0,033
23. 10. 71	5,9 8,2	0,256	5,7	842,60	325,18	8,20	–	0,70	90,80	0,30	5,24	0,15	0,030
25. 11. 71	4,6 –5,8	0,222	4,8	1137,84	235,41	10,26	–	4,34	84,27	0,68	11,23	0,14	0,01
19. 12. 71	4,4 1,4	0,25	4,9	1118,04	229,80	9,16	–	4,98	85,30	0,56	13,38	0,15	0,02
22. 2. 72	4,0 2,0	0,178	7,9	898,59	215,07	12,56	1,24	–	85,54	0,66	11,68	0,08	0,04
25. 1. 72	4,2 –6,8	0,139	5,1	947,50	223,19	12,74	–	0,08	86,48	0,70	12,09	0,14	0,04
27. 3. 72	4,4 4,0	0,152	5,0	842,95	238,75	12,78	–	0,18	87,04	–	10,86	0,12	0,03

výrazným typom chemického zloženia Ca—HCO_3 značne variabilnou mineralizáciou (tab. 42) závislou hlavne na hĺbke ich obehu a na dobe prítomnosti CO_2 v prostredí tvorby.

Kyselky plytkých obehov, sýtených CO_2 iba v konečnej fáze výstupu na povrch, sú nízkomineralizované (pod 1,0 $g.l^{-1}$) a vykazujú prakticky obecnú prítomnosť malej zložky Ca—SO_4. Tieto kyselky, medzi ktoré zaraďujeme aj prameň Za kolóniou, vyvierajúci mimo túto oblasť (sz. od Veľkej Lomnice), sú v podstate úplným genetickým analógom obyčajných karbonátogénnych vôd paleogénu (porov. v tab. 32).

S hĺbkou obehu a dobou prítomnosti CO_2 v prostredí tvorby výrazne vzrastá mineralizácia i zastúpenie zložky Na—HCO_3 v chemickom zložení kyseliek tejto skupiny. Zdrojom zvýšeného obsahu sodíka, ktorý spolu s nižšou intenzitou oxidačnej degradácie pyritu v podmienkach hlbších obehov determinuje prítomnosť zložky Na—HCO_3, je jednak hydrolytický rozklad živcov a jednak iónovýmenné procesy. Oba tieto procesy sú pritom výrazne akcelerované prítomnosťou CO_2. Najvyššie hodnoty zložky Na-HCO_3, a tým aj pomerne najhlbší obeh vykazujú kyselky v Toporci a Výbornej. Hlbší obeh týchto kyseliek potvrdzuje aj ich pomerne stály hydrochemický režim. Napr. prameň Kadlub v búdke vo Výbornej, z ktorého sú k dispozícii štyri analýzy z dlhšieho časového obdobia (IV. 61, XI. 64, VII. 71 a X. 76), vykazuje rozptyl teploty iba 7,6—9,3 °C, mineralizácie 1,96—2,10 $g.l^{-1}$, hodnoty A_2 60—69 mval% a obsahu CO_2 2,4—2,9 $g.l^{-1}$. Ostatné kyselky tejto skupiny obvykle vykazujú nestály režim a vzhľadom na to, že prevažne vyvierajú v úrovni miestnych eróznych báz, sú často ovplyvňované povrchovými a obyčajnými podzemnými vodami s plytkým obehom.

Osobitnú skupinu minerálnych vôd geneticky viazaných na paleogén tvoria sulfidogénne kyselky vyvierajúce v sz. okolí Slovenskej Vsi (tab. 42). Sú viazané na plytké puklinové systémy v nevápnitých, resp. slabo vápnitých ílovcoch s významnejším zastúpením pyritu. Ich typickým predstaviteľom je prameň Murovaný s obsahom asi 280 $mg.l^{-1}$ síranov (pri celkovej mineralizácii asi 420 $mg.l^{-1}$) s prítomnosťou voľnej kyseliny sírovej (pH 3,1) nezneutralizovanej interakciami s okolitým horninovým prostredím.

Sporadicky sa v paleogéne Popradskej kotliny vyskytujú aj sírovodíkové vody (prameň v Rakúsoch s obsahom 0,27 $mg.l^{-1}$ voľného H_2S). Sú genetickým analógom obyčajných karbonátogénnych vôd plytkého obehu, s tým rozdielom, že sa formujú v redukčnom prostredí, v ktorom za spolupôsobenia desulfurikačných baktérií dochádza k čiastočnej redukcii síranov na sírovodík.

Samostatnú a úplne novú skupinu minerálnych vôd v Popradskej kotline predstavujú karbonátogénne hypertermy zachytené vrtom Vr-1 vo Vrbove pri Kežmarku. V podloží flyšových sedimentov centrálnokarpatského paleogénu v hĺbke 1490,0 m bola prevŕtaná bazálna litofácia paleogénu, pod ktorou sú silne porušené triasové dolomity chočského príkrovu, v ktorých sú akumulované hypertermálne vody. Výdatnosť na ústí vrtu bola 28,3 $l.s^{-1}$, pričom tlak bol 0,075 MPa a teplota vody 56,0 °C. Sú to vody kalciovo-(magnéziovo)-bikarbonátové s mineralizáciou 3,9 $g.l^{-1}$. Obsahujú zvýšený obsah síranov (asi 650,0 $mg.l^{-1}$) a alkálií (asi 200,0 $mg.l^{-1}$ sodíka), ktoré sa v celkovom zložení prejavujú prítomnosťou pomer-

ne výraznej zložky Na—SO_4. Zdrojom tejto zložky je rozpúšťanie anhydritu, resp. sadrovca (je zrejme prítomný v spodnom triase — perme chočského príkrovu) a následná čiastočná iónovýmenná metamorfóza vzniklej zložky Ca—SO_4.

V podloží flyšových sedimentov Popradskej kotliny sa v karbonátoch mezozoika vytvorila nádrž termálnych vôd, ktorých infiltračnou oblasťou sú južné svahy Vysokých Tatier. Pozdĺž podtatranského zlomu sa nachádzajú silne porušené karbonáty mezozoika prikryté hrubou vrstvou glacigénnych, glacifluviálnych sedimentov, resp. polygenetických sutín. Karbonáty drénujú podzemné vody z kvartérnych sedimentov a odvádzajú ich pod flyšovú výplň Podtatranskej kotliny.

Režim podzemných vôd

Skúmanie režimu podzemných vôd, hlavne zmien ich hladiny a podzemného odtoku v čase i v priestore, predstavuje základnú informáciu pre kvantitatívne hodnotenie zásob podzemných vôd.

V priebehu hydrogeologického výskumu bol v území robený široký komplex režimných pozorovaní, a to na povrchových tokoch, hydrogeologických vrtoch, vrtoch štátnej pozorovacej siete a na prameňoch. Výsledky týchto meraní umožnili charakterizovať hlavné črty režimu vôd vo Vysokých Tatrách a v ich predpolí.

Pre oblasť Vysokých Tatier je charakteristický vysoký úhrn zrážok a nízky výpar. To znamená, že pre odtok vôd je k dispozícii veľké množstvo vody, a preto sú tatranské toky veľmi vodné. Celkový odtok vôd z územia v rokoch 1975 až 1980 je uvedený v tabuľke 44 a graficky znázornený na obrázkoch 33a, b.

V jednotlivých bilančne hodnotených oblastiach v rokoch 1975 až 1980 odtekalo riečnou sieťou 68,7—35,1 % z celkového množstva spadnutých zrážok v území (tab. 54).

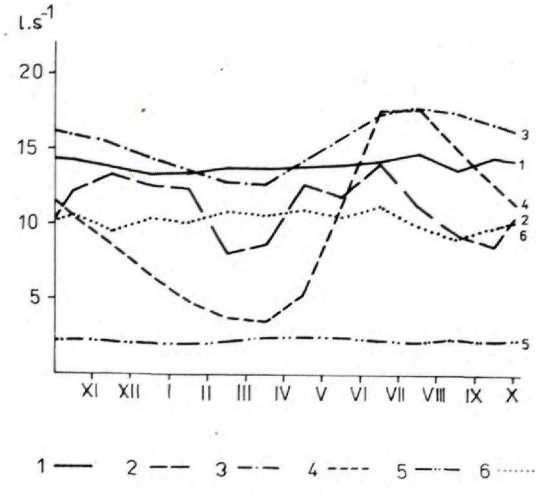
Vo výskyte najnižších mesačných vodností je v celom území viacmenej jednotnosť. Vyskytujú sa v januári a februári, teda v čase, keď snehová pokrývka dosahuje najväčšiu hrúbku a keď sú mrazy najsilnejšie. Všetka zrážková voda je

Obr. 23a Graf kolísania priemernej mesačnej výdatnosti prameňov z glacigénnych sedimentov za roky 1975 až 1980
Pramene:
1 — Šulková (T. Štrba); 2 — Pod Cestou slobody (V. Hágy); 3 — Kuzmanove (T. Lomnica); 4 — Východný (T. Lomnica); 5 — Na jamách (T. Lomnica); 6 — Pod kamenným brodom (T. Štrba)

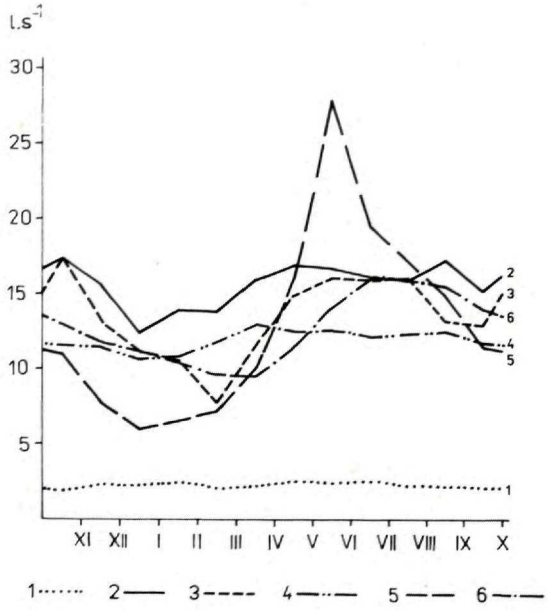
Obr. 23b Graf kolísania priemernej mesačnej výdatnosti prameňov z glacifluviálnych sedimentov za roky 1975 až 1980
Pramene:
1 — Starý a Nový (Gerlachov); 2 — Pod lesom (D. Smokovec); 3 — Kamenný mostík (D. Smokovec); 4 — Važec; 5 — Pri Ceste slobody (S. Smokovec); 6 — Nový Smokovec

Obr. 23c Graf kolísania priemernej mesačnej výdatnosti prameňov z mezozoika a kryštalinika za roky 1975 až 1980
1 — prameň Kundrátovo (Východná); (z mezozoika); 2 — „Päť prameňov" (S. Smokovec); (z kryštalinika)

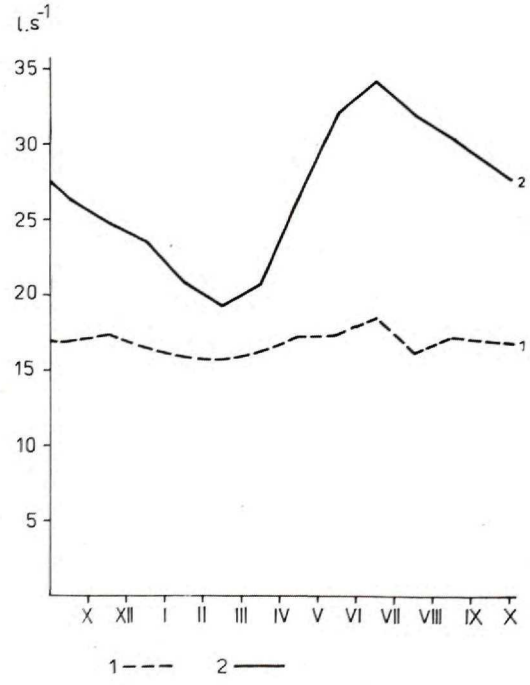
Obr. 23d Graf kolísania priemernej mesačnej výdatnosti prameňa Tri studničky v rokoch 1975 až 1980



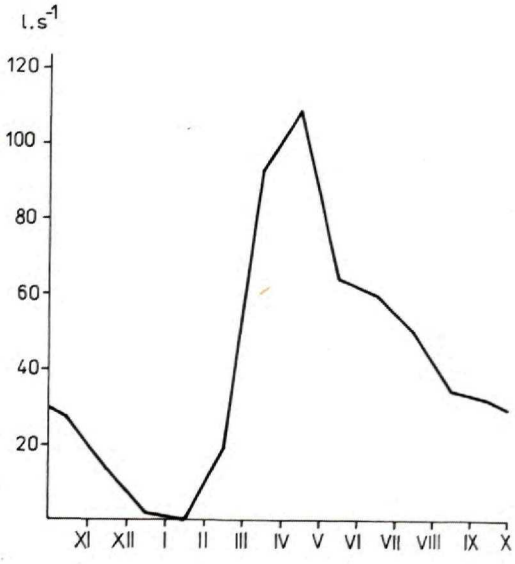
Obr. 23a



Obr. 23b



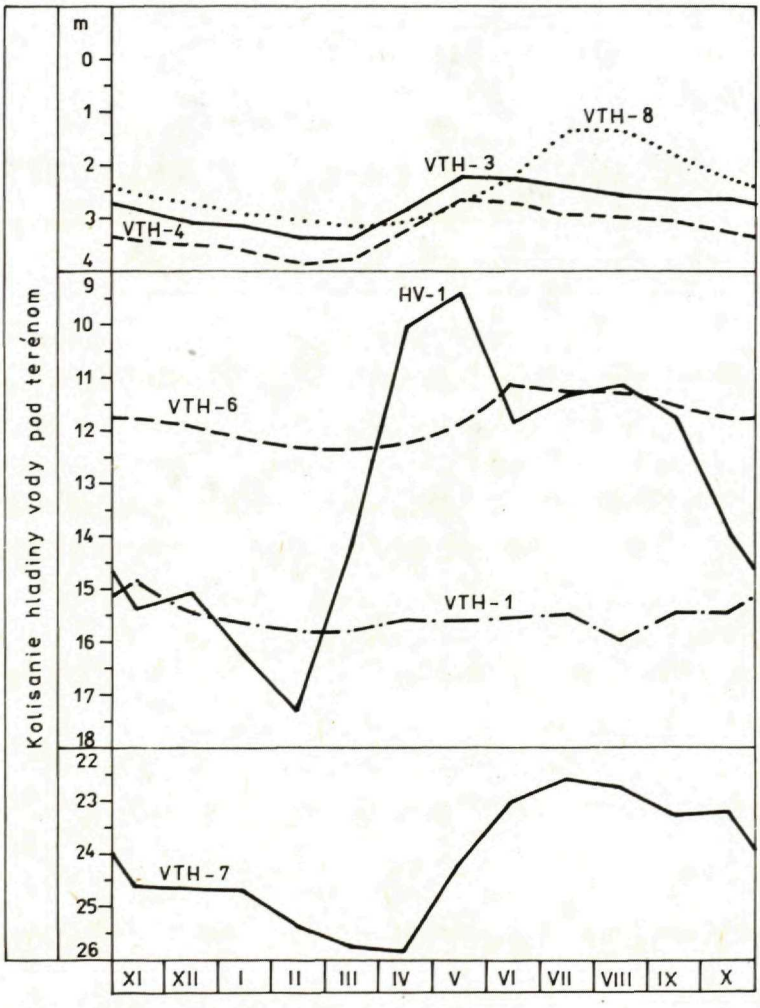
Obr. 23c



Obr. 23d

akumulovaná v podobe snehu a povrchové toky sú zásobované podzemnými vodami. Počiatok tohto vývoja možno však už sledovať od letného obdobia, keď na tatranských tokoch nastáva postupný pokles vodnosti, súvisiaci s obdobím nízkych zrážok. Spôsobené je to chránenosťou Tatier pred južným a juhozápadným prúdením, ktoré na ostatnom území Slovenska prináša výdatnejšie jesenné dažde.

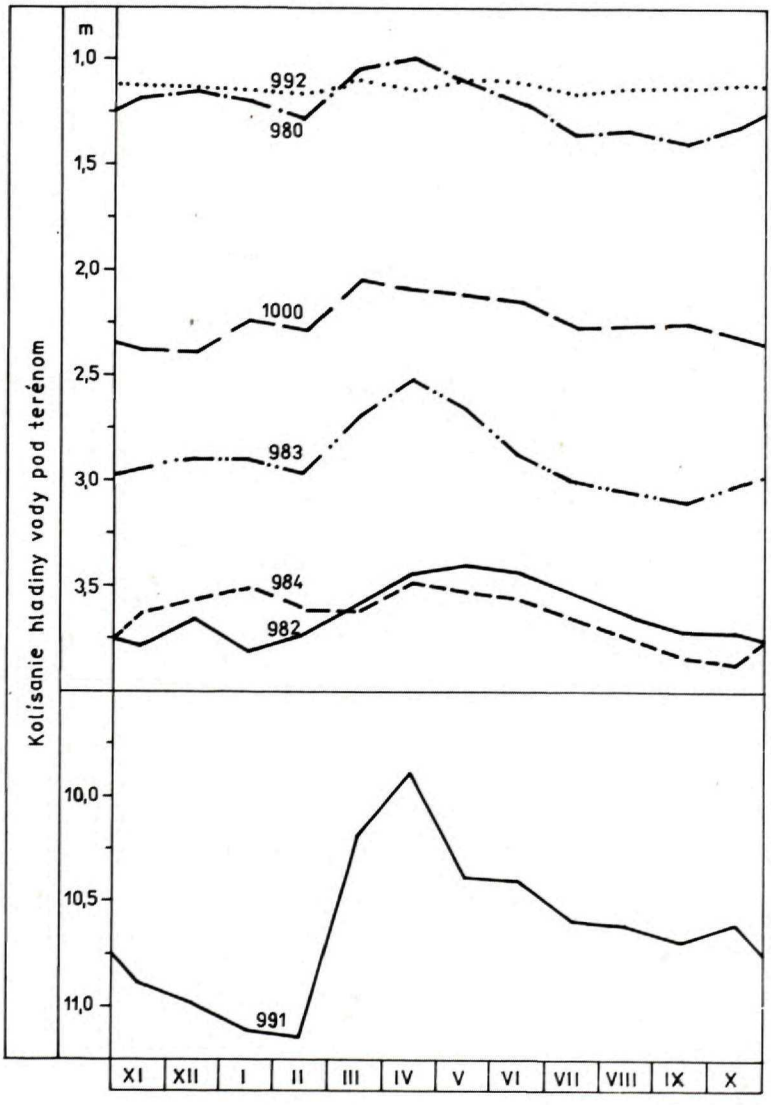
V novembri sú zrážky vo vyšších polohách iba vo forme snehu, takže za 4—5 mesiacov, v ktorých sú toky zásobované iba podzemnými vodami, sa ich zásoby značne znížia. Preto majú potoky na sklonku zimy veľmi nízke prietoky, reprezentované prakticky podzemnými vodami.



Obr. 24a Graf kolísania priemernej mesačnej hladiny podzemných vôd v hydrogeologických vrtoch v rokoch 1975 až 1980

V závislosti od nadmorskej výšky prameňov a vrtov sa minimálne výdatnosti a minimálne hladiny podzemných vôd vyskytujú v januári—februári, resp. až marci a apríli (obr. 23a, b, c, d; 24a, b; 25, 26).

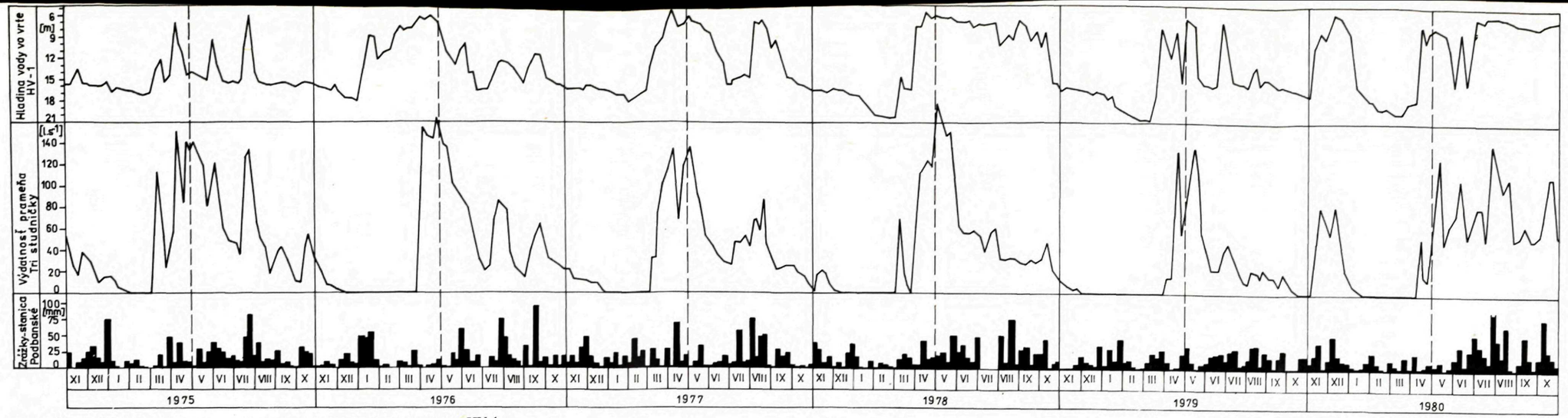
Vo výskyte najvyšších mesačných prietokov je väčšia rozmanitosť. Vo Vysokých Tatrách rozhodujúca úloha pripadá bohatým zásobám snehu v najvyšších polohách; tento sa roztápa hlavne začiatkom júna. V prvej fáze odtoku zo snehu, t. j.



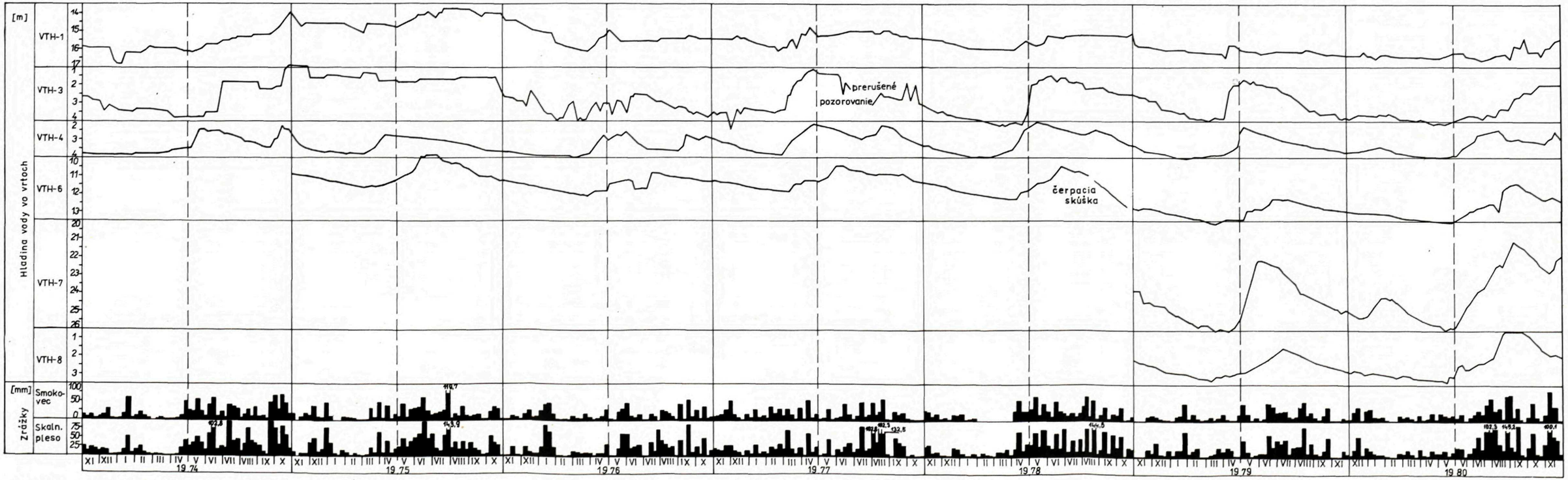
Obr. 24b Graf kolísania priemernej mesačnej hladiny podzemných vôd vo vrtoch štátnej pozorovacej siete

Tabuľka 44 Celkový odtok vôd z južných svahov Vysokých Tatier a ich predpolia v rokoch 1975 až 1980

Štatistické charakteristiky		Údaje v jednotlivých rokoch						
		1975	1976	1977	1978	1979	1980	1975–80
Minim. odtok l . s^{-1}		3529,9	2886,3	3227,8	2139,0	2863,7	2314,8	2139,0
Priem. odtok l . s^{-1}		10291,9	6803,4	8818,1	7560,7	7349,8	8864,9	8281,4
Maxim. odtok l . s^{-1}		50916,3	34037,2	46062,2	49973,6	23865,3	6697,3	66976,3
Koef. variácie %		65,2	60,8	67,6	72,1	58,9	96,3	70,1
Hodnoty čiary prekročenia odtoku l . s^{-1}	30 dní	20172,3	12303,4	16912,2	14516,2	14647,3	17785,3	16056,1
	60 dní	16539,9	10163,4	13051,1	11584,9	11885,7	13461,1	10850,2
	90 dní	12482,1	8780,3	10733,9	9664,8	9633,0	10486,5	10296,7
	120 dní	10167,3	7582,9	9365,2	8293,6	8095,4	8923,3	8737,9
	150 dní	8701,1	6331,8	8284,2	7373,4	6656,6	6900,7	7374,6
	180 dní	7809,3	5292,1	7223,7	6581,4	5628,5	5896,3	6405,2
	210 dní	7193,4	4830,8	6353,9	5920,6	5011,7	5377,0	5781,2
	240 dní	6714,4	4346,1	5389,9	4639,5	4544,7	4933,7	5094,7
	270 dní	6230,3	3961,1	4737,1	3809,5	4183,7	4538,1	4576,6
	300 dní	5430,2	3540,4	4094,7	3005,7	3731,5	3191,2	3832,2
	330 dní	4760,4	3238,9	3712,8	2449,0	3412,5	2815,0	3398,1
	355 dní	3791,5	3064,9	3430,3	2216,6	3170,7	2546,7	3036,7
	360 dní	3623,2	3020,3	3321,8	2192,6	2954,8	2446,7	2926,5

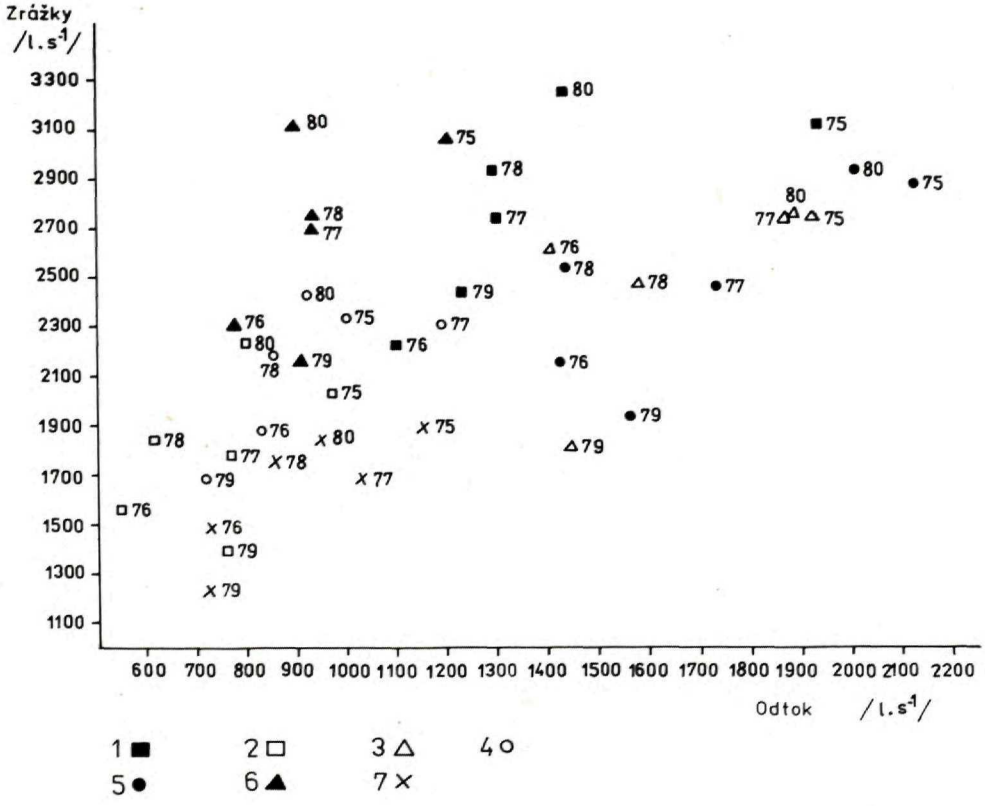


Obr. 25 Časový priebeh výdatností prameňa Tri studničky a hladina vody vo vrte HV-1



Obr. 26 Časový priebeh zmien hladiny podzemných vôd v hydrogeologických vrtoch

v apríli, sa roztopí sneh na podhorí a podmieni výdatnejšie stúpnutie prietokov po zimných minimách a zvýšenie výdatnosti prameňov (obr. 23a—d; 25) a hladín podzemných vôd (obr. 24a, b; 26). Postupne v máji prebieha topenie snehu aj vo vyšších nadmorských výškach, čo sa prejavuje zvyšovaním prietokov, pričom maximálna výdatnosť sa vyskytuje koncom mája a začiatkom júna. V tomto období prebieha intenzívne topenie snehu aj v najvyšších polohách. Súčasne začína spolupôsobiť ďalší významný činiteľ — prevaha dažďových zrážok. Obdobie topenia snehu v najvyšších polohách je súčasné s obdobím výdatných zrážok v prvej polovici júna, čo podmieňuje výskyt najvyšších mesačných prietokov. Spojenie odtoku zo snehu s odtokom z dažďa je kombináciou dvoch najúčinnejších činiteľov. Prejavuje sa to vo všetkých výškových pásmach Vysokých Tatier, preto výskyt najvyšších mesačných prietokov a výdatností prameňov v máji—júni, resp. júli—auguste je pre hodnotené územie typický.



Obr. 27 Vzťah ročného úhrnu zrážok a priemerného ročného odtoku vôd z jednotlivých bilančne hodnotených oblastí v rokoch 1975 až 1980
Bilančná oblasť:
1 — Biela voda; 2 — Slavkovský potok; 3 — Poprad; 4 — Hybica; 5 — Studený potok; 6 — Velický potok; 7 — Hybica

Predstavu o rozdelení priemerných denných prietokov okolo ročného priemeru, čo do veľkosti a doby prekročenia, dávajú krivky prekročenia odtoku vôd z jednotlivých bilančne hodnotených oblastí, a to v jednotlivých rokoch (tab. 49a—49g), i celkove za obdobie 1975 až 1980 (tab. 50) a tiež sumárne z celého územia (tab. 44). Priemerný ročný odtok je v podstatnej časti územia prekračovaný po dobu 120 dní v roku.

Z grafického znázornenia vzťahu úhrnu zrážok a odtoku z bilančne hodnotených oblastí (obr. 27) vyplýva, že medzi odtokom a zrážkami je vzťah iba približne štatistický, tzv. korelačný, a nie je to vzťah funkčný. Odtok nie je jednoznačným následkom — funkciou zrážok, ale je výsledkom pôsobenia celého komplexu fyzikálnych, geografických a geologických činiteľov.

Celkove je pre podzemné a povrchové vody charakteristický výrazný vplyv klimatických činiteľov. Ako už bolo uvedené u povrchových vôd, možno i u režimu podzemných vôd rozlíšiť dva typy sezónneho dopĺňania. Charakteristické je pre ne hlavne jarné zvýšenie výdatnosti prameňov a stúpanie hladiny podzemných vôd spôsobené topením snehu. Vplyvom infiltrácie z výdatných letných zrážok dochádza k spojeniu jarných zvýšených stavov s letnými.

Výsledky sústavného režimného pozorovania výdatnosti prameňov a hladiny podzemných vôd na hydrogeologických vrtoch sú štatisticky spracované v tabuľkách 14, 19, 22, 25, 45 a 46. Pre posúdenie režimu výdatnosti a hladiny podzemnej vody bol použitý údaj o rozkolísanosti (variabilite):

$$V = \frac{Q_{max} - Q_{min}}{Q_a}$$ podľa VEN TE CHOWA (1964),

hlavne však variačný koeficient — pomer smerodajnej odchýlky a aritmetického priemeru, ktoré na rozdiel od miery stálosti alebo koeficientu nerovnomernosti sú značne objektívnejšou klasifikáciou, pretože berú do úvahy všetky údaje merania. Malá hodnota viariačného koeficientu svedčí o vyrovnanosti štatistickej premennej skúmaného javu, t. j. výdatnosti a hladiny podzemnej vody. Pretože táto klasifikácia stálosti výdatnosti, resp. hladín, nie je zatiaľ bežne používaná, nemožno porovnávať vypočítané hodnoty koeficientu variácie s údajmi z iných regiónov. Chápeme ju tu ako relatívnu špecifikáciu v rámci hodnoteného územia.

Z vypočítaných hodnôt koeficientu variácie výdatnosti prameňov vyplýva, že najstálejšími, a teda s najmenšou variabilitou výdatnosti, sú bariérové pramene vyvierajúce na tektonickom styku kryštalinika a flyšového súvrstvia paleogénu — pramene severne nad Smokovcom (tab. 14) a bariérové pramene z karbonátov mezozoika vyvierajúce na styku s flyšovým súvrstvím paleogénu (tab. 19). Svedčí to o dobrej vyrovnávacej schopnosti tohto genetického typu prameňov.

O niečo horšiu mieru variability majú pramene vyvierajúce z glacifluviálnych sedimentov (tab. 25).

Najvyššie hodnoty koeficientu variácie svedčiace o veľkej nevyrovnanosti výdatnosti prameňov majú pramene vyvierajúce z glacigénnych sedimentov (tab. 22). Uvedená skutočnosť je spôsobená tým, že u glacifluviálnych sedimentov prevláda materiál jemnozrnnejší, a teda s väčšou vyrovnávacou schopnosťou než majú kamenito-blokovité glacigénne sedimenty.

Tabuľka 45 Režimné pozorovanie hladiny podzemných vôd na hydrogeologických vrtoch

Vrt, nadmorská výška, lokalita	Horninové prostredie	Pozorovacie obdobie	Hladina vody pod terénom			Rozkyv hladiny „m"	Variačný koefic. %	Pozorovaný
			min.	max.	ar. priem.			
VTH–1 (974,29 m) Mengusovce	glacigénne sedimenty	1974–1980	16,80	13,73	15,54	3,07	1,98	HMÚ – raz týždenne
VTH–7 (1384,84 m) Štrbské Pleso		1979–1980	26,06	21,10	24,20	4,96	5,43	HMÚ – limnigraf
VTH–8 (1042,02 m) Vyšné Hágy		1979–1980	3,24	0,54	2,42	2,70	28,05	HMÚ – limnigraf
VTH–3 (842,80 m) D. Smokovec – Pod lesom	glacifluviálne sedimenty	1974–1980	4,36	0,93	2,78	3,43	24,31	HMÚ – raz týždenne
VTH–4 (967,34 m) Tatr. Matliare		1974–1980	4,03	2,03	3,26	2,00	15,19	HMÚ – raz týždenne
VTH–6 (1041,01 m) Tatr. Polianka		1975–1980	13,64	9,86	11,83	3,78	3,79	HMÚ – limnigraf
HV–1 (1124,61 m) Tri studničky	karbonáty mezozoika a glacifluviálne sedimenty	1975–1980	20,64	5,32	13,05	15,32	31,38	HMÚ – raz týždenne

Tabuľka 46. Režimné pozorovanie hladiny podzemných vôd na vrtoch štátnej pozorovacej siete

Vrt, nadmorská výška, lokalita	Horninové prostredie	Pozorovacie obdobie	Hladina vody pod terénom			Rozkyv hladiny „m"	Variačný koefic. %	Pozorovaný
			min.	max.	ar. priem.			
991 (788,82 m) Stráne p. Tatrami	glacifluviálne sedimenty	1971–1980 1975–1980	13,37 13,01	8,48 8,48	11,33 10,65	4,89 4,53	4,39 6,00	HMÚ Bratislava
983 (785,68 m) Batizovce		1971–1980 1975–1980	3,59 3,59	1,60 1,82	2,79 2,89	1,99 1,77	10,20 10,24	–„–
982 (775,10 m) Gerlachov		1971–1980 1975–1980	4,06 3,98	3,01 3,01	3,63 3,60	1,05 1,97	5,29 5,37	–„–
980 (716,92 m) Veľký Slavkov		1971–1980 1975–1980	2,16 2,16	0,59 0,65	1,19 1,22	1,57 1,51	20,92 21,69	–„–
992 (673,30 m) Stráne p. Tatrami	pieskovce, paleogén	1971–1980 1975–1980	1,43 1,37	0,83 0,83	1,17 1,12	0,60 0,54	6,79 6,39	–„–

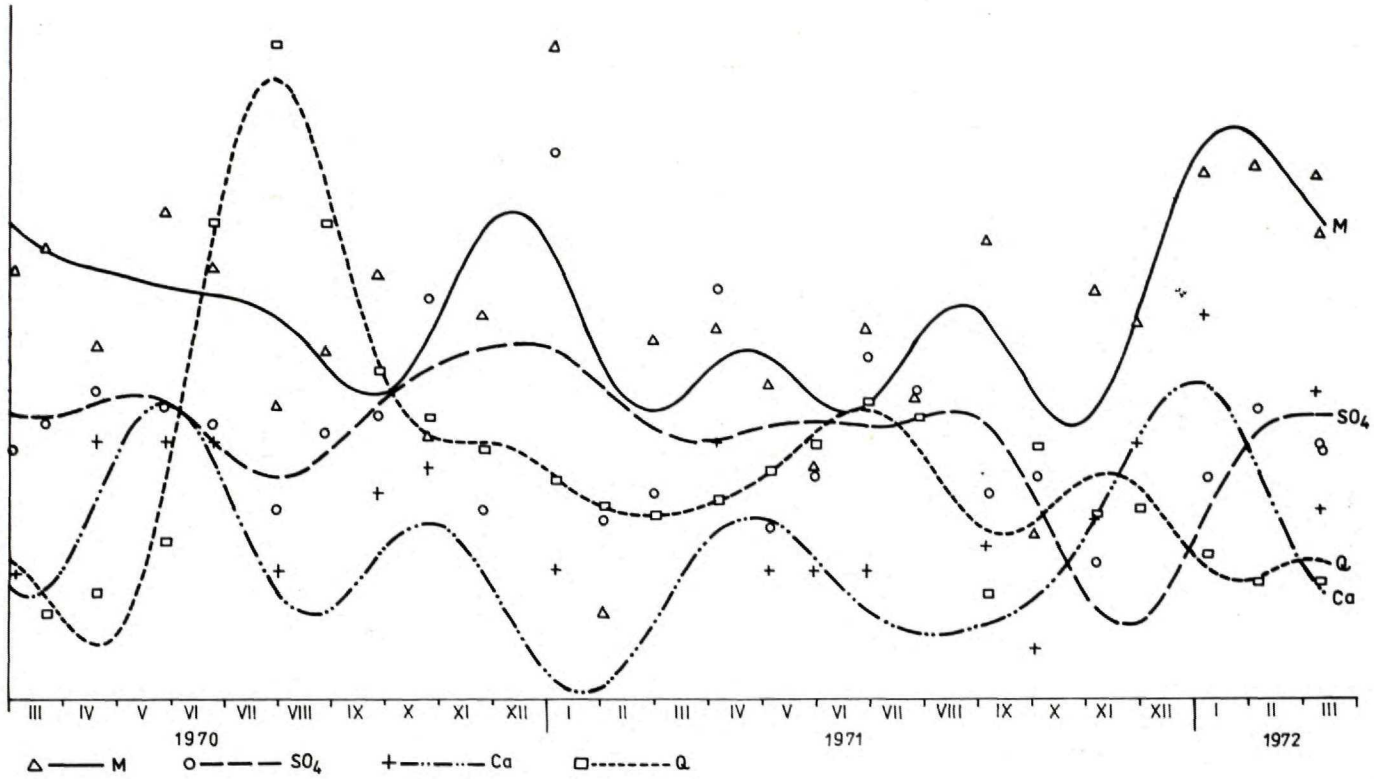
Tabuľka 47 Zmeny fyzikálno-chemických parametrov režimne sledovaných prameňov

Lokalita, číslo prameňa	Horninové prostredie	Maximálne a minimálne hodnoty				Pozorovacie obdobie
		Q- ($l \cdot s^{-1}$)	T. vody (°C)	pH	mineral. ($mg.l^{-1}$)	
Tri studničky 9	glacifluviálne sedimenty	331,6–0	6,2–2,9	7,5–6,9	79,5–58,8	apríl 1969–marec 1972
Tatranská Štrba 54	glacigénne a glacifluviálne sedimenty	2,7–1,0	7,2–4,8	7,0–6,8	96,3–59,9	marec 1970–marec 1972
Popradské pleso 47	glacigénne sedimenty	1,2–0,01	5,6–2,9	6,1–5,7	52,8–29,8	marec 1970–marec 1972
Nová Polianka 107	glacifluviálne sedimenty	6,6–0,9	5,3–4,4	6,7–6,3	57,0–29,1	apríl 1969–marec 1972

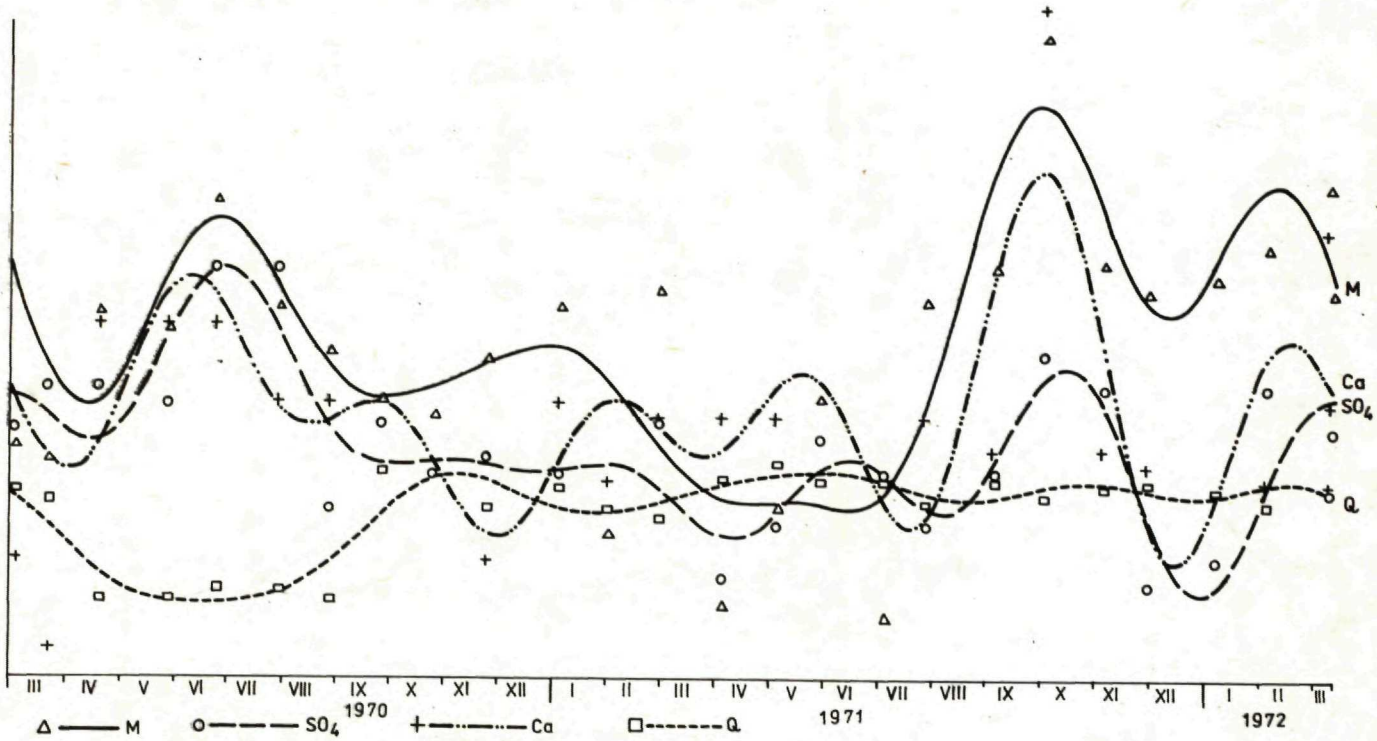
Uvedené hlavné črty režimu podzemných vôd a povrchových vôd v hodnotenom území potvrdzujú i poznatky z pozorovania hladín tatranských plies (J. PACL 1973). Hojnosť zrážok a pomerne malý výpar spôsobujú, že tatranské plesá majú k dispozícii dostatok vody. Väčšina plies, ako bolo už uvedené, má povrchový odtok, odvádzajúci prebytky vody. Za takéhoto stavu sú jazerá po celý rok dostatočne zásobované vodou a výkyvy hladiny jazier sú pomerne malé. Na bezodtokovom Štrbskom plese je priemerný ročný rozdiel medzi najvyšším a najnižším stavom hladiny 0,35 m (podľa 10-ročných pozorovaní). Dosiaľ najvyšší zistený rozdiel hladín v jednom roku dosiahol hodnotu 0,54 m. Ak porovnáme najvyšší a najnižší stav hladiny Štrbského plesa, bez ohľadu na to, že každý z týchto extrémov sa vyskytol v inom roku, bol rozdiel 0,77 m.

Tento poznatok, doplnený krátkodobejším meraním vodných stavov na niektorých iných plesách, dokazuje, že na tatranských plesách sú výkyvy hladín pomerne malé, zväčša v priemernom rozmedzí 0,50 m, v extrémnom prípade nepresiahli 1,0 m (J. PACL 1973).

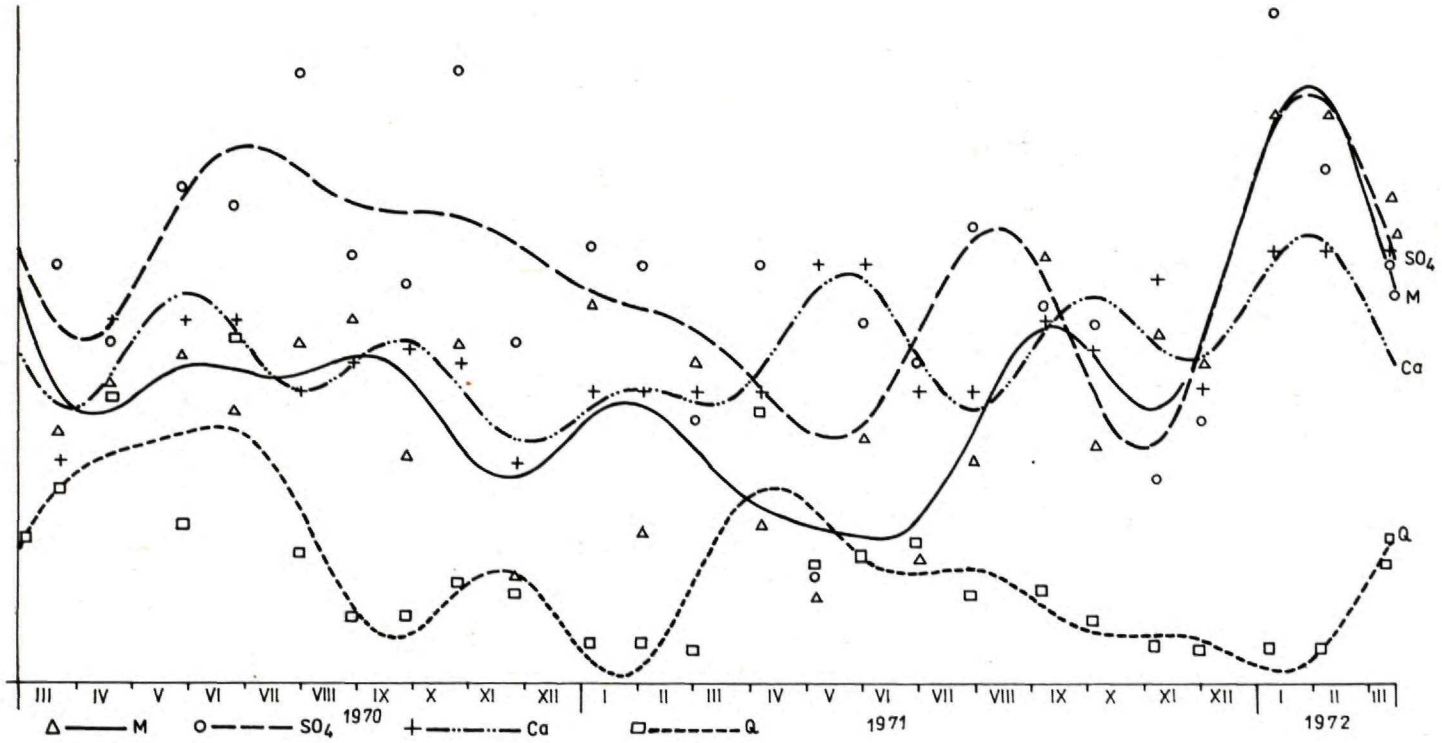
Väčší rozkyv majú hladiny podzemných vôd zistené režimným pozorovaním na hydrogeologických vrtoch v rokoch 1975 až 1980. V glacigénnych sedimentoch bol rozkyv 4,96—2,70 m, v glacifluviálnych sedimentoch 4,50—0,56 m (tab. 45, 46), avšak najväčší rozkyv bol zaznamenaný na vrte HV-1 na Troch studničkách. Rozdiel minimálnej a maximálnej hladiny tu bol až 15,32 m (tab. 45). Spôsobené je to drenážnym účinkom karbonátov v podloží glacifluviálnych sedimentov v období nedostatočnej dotácie infiltráciou z atmosferických zrážok.



Obr. 28 Harmonická analýza režimu chemického zloženia prameňa v Novej Polianke



Obr. 29 Harmonická analýza režimu chemického zloženia prameňa v Tatranskej Štrbe



Obr. 30 Harmonická analýza režimu chemického zloženia prameňa na Popradskom plese

Tabuľka 48 Celkový režim prameňa Štrba v Tatranskej Štrbe

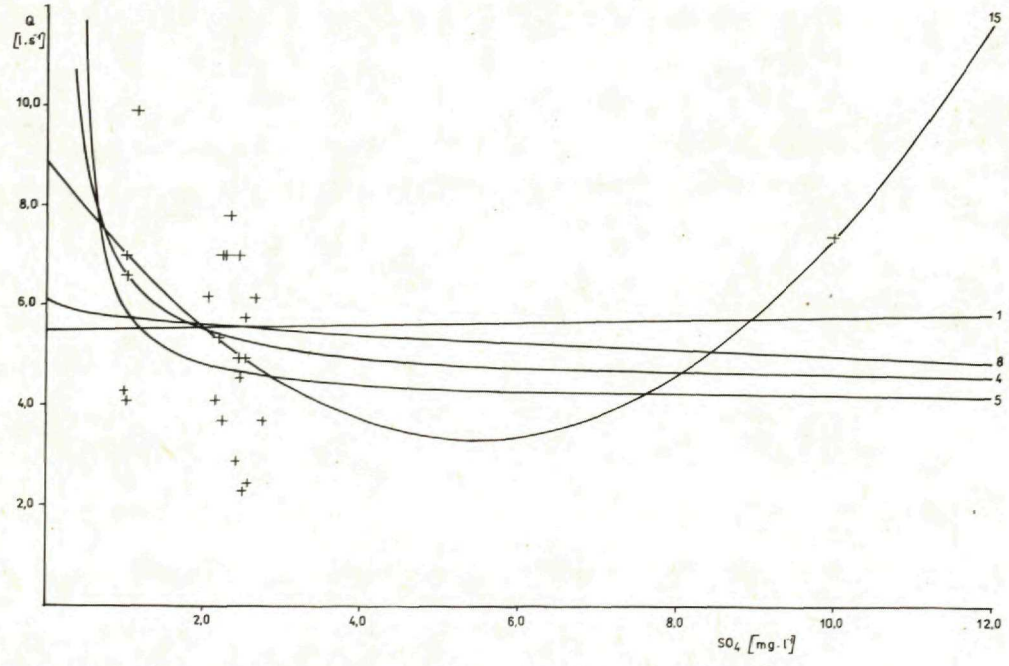
Dátum	T. vody T. vzdu- chu	Q $l \cdot s^{-1}$	pH	CO_2 $mg \cdot l^{-1}$	M $mg \cdot l^{-1}$	S_1	S_2	A_1	A_2	A_3	Na/K	Mg/Ca	SO_4^{--}/M
17. 3. 1970	4,8 0,9	2,32	6,9	3,5	73,3	19,75	–	8,55	71,7	stopy	–	0,38	0,06
21. 4. 1970	– 3,6	2,28	7,8	2,2	69,1	23,55	–	8,70	67,65	0,12	25,2	0,38	0,088
19. 5. 1970	7,1 14,2	1,02	6,9	2,25	78,6	28,1	0,50	–	69,4	2,0	23,1	0,33	0,08
26. 6. 1970	7,6 18,0	1,03	7,0	2,25	77,55	26,3	1,0	–	72,70	stopy	45,2	0,44	0,078
23. 7. 1970	7,6 20,8	1,16	6,8	6,7	85,85	28,55	3,9	–	67,1	0,45	31,5	0,44	0,11
27. 8. 1970	7,0 17,3	1,15	6,9	4,45	79,0	39,9	1,5	–	66,6	–	33,75	0,50	0,116
24. 9. 1970	7,0 9,5	1,03	7,0	5,3	76,05	18,95	–	16,25	64,8	stopy	26,1	0,25	0,053
23. 10. 1979	6,8 4,2	2,66	7,0	2,65	73,07	27,3	–	6,8	65,9	stopy	13,95	0,38	
21. 11. 1970	6,8 6,9	2,54	6,7	6,6	72,05	19,05	–	14,75	65,0	0,8	25,2	0,43	0,056
20. 12. 1970	5,2 –2,2	2,2	6,8	6,35	75,6	21,6	–	5,95	72,25	0,2	29,9	1,17	0,06
29. 1. 1971	5,8 –3,1	2,45	6,8	4,2	79,0	19,6	–	11,5	68,9	stopy	8,5	0,50	0,05

Pokračovanie tab. 48

25. 2. 1971	4,3 –3,7	2,163	6,9	4,75	64,5	17,15	–	14,1	68,60	0,15	43,4	0,43	0,06
25. 3. 1971	6,7 2,3	2,07	6,9	4,65	80,05	24,55	–	6,75	68,65	0,05	18,4	0,38	0,08
29. 4. 1971	6,6 7,3	2,57	7,0	3,95	59,95	16,2	–	17,2	66,05	0,55	29,9	0,26	0,03
28. 5. 1971	6,5 12,8	2,76	6,9	3,95	66,1	17,5	–	13,05	69,45	–	61,0	0,62	0,04
22. 6. 1971	6,5 14,8	2,54	6,8	3,95	73,1	25,45	–	0,35	60,5	13,7	29,9	0,50	0,06
21. 7. 1971	6,8 15,2	2,54	6,8	3,95	59,15	25,45	–	6,1	68,45	–	27,1	0,44	0,07
19. 8. 1971	7,1 21,0	2,25	6,9	3,95	79,35	14,65	–	13,4	71,95	–	51,4	0,74	0,04
26. 9. 1971	7,2 12,7	2,53	7,0	3,95	81,55	18,55	–	12,9	68,55	–	79,3	0,43	0,06
23. 10. 1971	7,0 10,2	2,34	7,0	6,6	96,4	22,55	0,9	–	71,85	5,0	18,1	0,23	0,076
25. 11. 1971	6,3 –4,3	2,45	6,9	2,2	81,85	27,35	–	6,3	66,35	stopy	35,4	0,57	0,08
19. 12. 1971	6,4 3,5	2,51	6,8	4,85	80,0	15,6	–	20,65	63,25	0,5	23,6	0,44	0,03
25. 1. 1972	5,6 –0,7	2,42	6,8	4,45	80,9	16,25	–	15,7	64,2	3,85	26,55	0,67	0,04
22. 2. 1972	5,5 1,5	2,25	6,8	2,25	82,9	27,25	–	0,5	72,25	–	41,8	0,60	0,09
27. 3. 1972	5,8 6,5	2,47	6,8	2,25	86,8	24,2	–	4,25	71,0	0,55	25,2	0,29	0,050

Najväčšie výkyvy hladín sa vyskytujú na malých bezodtokových jazerách. Najnižšiu úroveň hladiny majú plesá v zimnom období od januára do apríla, obdobne ako hladina podzemnej vody vo vrtoch, resp. výdatnosť pozorovaných prameňov. Najvyššiu úroveň hladiny dosahujú plesá v čase maxima zrážok, t. j. v júni, väčšie plesá v júli.

Na niekoľkých prameňoch bol okrem fyzikálnych parametrov raz mesačne od apríla 1969, resp. marca 1970, do marca 1972 sledovaný aj celkový režim chemického zloženia podzemných vôd. Zmeny fyzikálno-chemických parametrov u týchto prameňov sú uvedené v tabuľke 47. Ako príklad uvádzame v tabuľke 48 podrobné údaje získané z režimného pozorovania prameňa v Tatranskej Štrbe (č. 54), ktorý vyviera z čela mlynicko-mengusovského morénového komplexu. Výsledky režimných pozorovaní boli testované harmonickou analýzou (príklad na obr. 28, 29, 30), ktorá vykázala, že zmeny výdatnosti sú hlavne ovplyvňované prvou (polročný cyklus) a druhou (štvrťročný cyklus) harmonickou funkciou, pričom smer ich vzájomného spolupôsobenia sa v jednotlivých hydrogeologických rokoch výrazne mení. Napr. u prameňa v Novej Polianke sa zistilo, že v relácii rokov 1969—1970 boli zmeny výdatnosti určované hlavne polročným cyklom (asi 59 %), zatiaľ čo v rokoch 1970—1972 hlavne štvrťročným cyklom (asi 37 %), pričom polročný cyklus sa uplatňoval iba asi v 23 %. Analogické závery platia aj pre zmeny mineralizácie i obsahov hlavných iónových zložiek s tým, že v rade

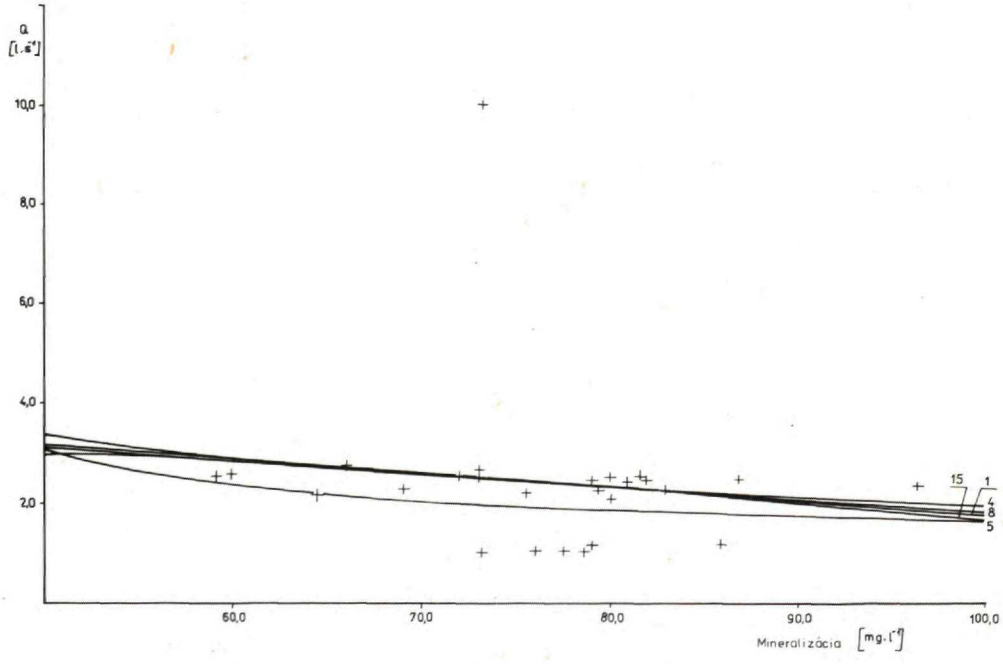


Obr. 31 Korelácia výdatností a koncentrácií síranov u prameňa v Tatranskej Štrbe

prípadov sa tu výraznejšie uplatňujú vyššie harmonické funkcie (tretia až šiesta), čo môže dokumentovať významné pôsobenie rôznych lokálnych a náhodných hydrochemických vplyvov v infiltračných oblastiach skúmaných podzemných vôd. Tak napríklad u mineralizácie prameňa v Novej Polianke podiel štvrtej a piatej harmonickej funkcie (1/16, resp. 1/32 ročný cyklus) dosiahol približne 35 %.

Vzťahy medzi výdatnosťou, mineralizáciou a obsahom hlavných iónových zložiek boli skúmané korelačnou analýzou. Hoci bolo testovaných 15 lineárnych i nelineárnych funkcií, neboli zistené žiadne významné závislosti. Ako príklad uvádzame na obrázku 31, 32 vzťah mineralizácie a výdatnosti, resp. koncentrácie síranov a výdatnosti u prameňa v Tatranskej Štrbe.

Uvedené skutočnosti svedčia o veľmi zložitom režime chemického zloženia podzemných vôd glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov. Tento nemožno v plnom rozsahu postihnúť pomocou jednomesačného cyklu monitorovania, ktorý sme použili. Charakteristická je tiež prakticky úplná nezávislosť pomerne výrazných zmien základných hydrochemických parametrov týchto vôd na ich výdatnosť. Z hľadiska časových zmien je charakteristické prevažujúce zníženie až úplné vymiznutie zložky Na—HCO_3 v letných mesiacoch, súvisiace zrejme s intenzifikáciou biochemickej aktivity tiónových baktérií a zvýšeným antropogénnym zaťažením prostredia tvorby týchto vôd.



Obr. 32 Korelácia výdatností a mineralizácie u prameňa v Tatranskej Štrbe

Kvantitatívne hodnotenie podzemných vôd

Zo zhodnotenia hydrogeologických pomerov južných svahov Vysokých Tatier a ich predpolia vyplýva, že najvýznamnejšie zásoby podzemných vôd sú viazané na glacigénne a glacifluviálne sedimenty. Pre ich kvantitatívne hodnotenie bolo v území vymedzených 7 bilančných oblastí, ktoré sú znázornené na obrázku 2.

Jednotlivé bilančné oblasti sú vymedzené tak, aby tvorili uzavretý celok, t. j. aby bol v podstate vylúčený neevidovaný prestup vody z jednej bilančnej oblasti do druhej. Hranice jednotlivých bilančných oblastí preto rešpektujú hydrogeologické pomery územia, čomu v podstata vyhovujú geografické rozvodnice jednotlivých povodí. Vymedzené boli nasledovné bilančné oblasti, pre ktoré bude urobené bilančné hodnotenie:

I. Biela voda
II. Studený potok
III. Slavkovský potok
IV. Velický potok
V. Poprad
VI. Biely Váh
VII. Hybica

Hydrologická bilancia územia

Na základe znalosti hydrogeologických pomerov a konkrétnych podmienok v hodnotenom území môžeme rovnicu hydrologickej bilancie pre južné svahy Vysokých Tatier a pre ich predpolie vyjadriť v tvare

$$Z = O + O_v + O_s + V - P \pm R ,$$

kde Z — množstvo zrážok spadnutých na územie;

0 — množstvo vody odtekajúce z bilancovaného územia, ktoré pozostáva z
— odtoku povrchových vôd O_p;
— odtoku podpovrchových vôd (hypodermický) — O_h;
— odtoku podzemných vôd — O_z, ktorý predstavuje odtok z prameňov a z prírodu podzemných vôd z horninového prostredia do povrchového toku;

O_v — množstvo vody, ktoré bolo z územia odobrané z prameňov (O_{pr}) alebo povrchových tokov (O_{pt}) na spotrebu mimo územia a nezúčastňuje sa ďalšieho obehu vody v území;

O_s — množstvo vody skryto prestupujúce z bilančného územia do susedných hydrogeologických celkov;

V — množstvo vody vyparené z územia;

P — množstvo vody privádzané do bilancovaného územia zo susedného územia povrchovými tokmi;

±R zmena zásob vody v hodnotenom území za dané obdobie.

Vlastné bilančné hodnotenie bolo urobené za obdobie 1975—1980, a to zvlášť pre každú vymedzenú bilančnú oblasť.

Hodnoty jednotlivých členov bilančnej rovnice boli určené nasledovným spôsobom:

Množstvo zrážok (Z) — bolo vyčíslené z máp izohyet v mierke 1:50 000, zvlášť pre každú bilancovanú oblasť, a to pre roky 1975 až 1980. Rozmiestnenie zrážkomerných staníc a totalizátorov je znázornené na obrázku 2.

Odtok vôd (O) — z bilancovaného územia bol meraný na betónových merných prahoch, ktoré boli všetky, okrem dvoch, vybavené limnigrafmi. Ich situovanie je znázornené na obrázku 2. V jednotlivých bilančných oblastiach bol odtok meraný v nasledovných uzáverových merných profiloch:

I. Biela voda:
   1. Beliansky potok v Spišskej Belej,
   2. Čierna voda v Strážkach,
   3. Mlynický potok v Kežmarku,
   4. Biela voda v Kežmarku,
   5. Stráňanský potok v Kežmarku,
   6. Slavkovský potok v Malom Slavkove.

II. Studený potok:
   1. Skalnatý potok vo Veľkej Lomnici,
   2. Studený potok vo Veľkej Lomnici.

III. Slavkovský potok:
   1. Červený potok v Matejovciach,
   2. Slavkovský potok v Matejovciach.

IV. Velický potok:
   1. Velický potok v Poprade-Veľkej.

V. Poprad:
   1. rieka Poprad vo Svite,
   2. Malý Poprad (p. Mlynica) v Tatranskej Štrbe

VI. Biely Váh:
   1. Štrbský potok vo Važci,
   2. Biely Váh vo Važci,
   3. Mlyničná voda vo Važci.

VII. Hybica:
   1. Belianska voda vo Važci,
   2. Beliansky potok vo Východnej,
   3. potok Hybica v Kráľovej Lehote.

Všetky merné objekty v uzáverových profiloch boli lokalizované tak, aby bol vylúčený neevidovaný skrytý odtok vôd cez kvartérne sedimenty mimo merné objekty.

Iba u merného objektu na rieke Poprad vo Svite a na Velickom potoku v Poprade-Veľkej neumožňovali geologické pomery túto podmienku celkom dodržať. Avšak, ako dokumentuje výpočet filtračného prietoku poriečnou nivou

rieky Poprad, v profile pri Svite, ktorý urobil J. FRANKOVIČ (1963), je veľkosť filtračného prietoku v kvartérnych sedimentoch iba 0,88 $l.s^{-1}$, čo je pre bilančné hodnotenie prakticky zanedbateľná hodnota. Ešte nepriaznivejšie sú filtračné

Štatistické údaje z odtoku vôd z bilancovaných oblastí za roky 1975 – 1980

Tabuľka 49a Bilančná oblasť: I. Biela voda

Štatistické charakteristiky		Hodnoty v jednotlivých rokoch					
		1975	1976	1977	1978	1979	1980
Min. odtok $l.s^{-1}$		527,5	186,8	229,6	201,6	423,0	266,2
Priem. odtok $l.s^{-1}$		1 926,5	1 098,0	1 301,7	1 294,5	1 226,9	1 425,8
Maxim. odtok $l.s^{-1}$		10 781,6	7 615,0	7 231,5	10 272,8	3 601,4	14 625,3
Koef. variácie %		73,3	72,8	74,2	85,4	61,3	115,7
Hodnoty čiary prekročenia odtoku $l.s^{-1}$	30 dní	4 161,3	2 016,8	2 553,5	2 558,3	2 455,7	3 348,9
	60 dní	3 393,3	1 594,8	1 833,6	1 987,9	2 069,6	2 192,2
	90 dní	2 523,7	1 347,0	1 552,6	1 665,3	1 848,9	1 810,3
	120 dní	1 925,7	1 168,5	1 392,1	1 446,5	1 389,5	1 314,2
	150 dní	1 577,2	988,4	1 200,5	1 300,0	1 149,1	1 010,2
	180 dní	1 387,7	881,1	1 050,2	1 121,2	987,2	838,3
	210 dní	1 195,7	808,8	920,2	1 000,3	787,8	736,5
	240 dní	1 087,9	723,3	836,1	716,2	700,2	686,2
	270 dní	1 031,7	605,2	733,1	502,9	594,4	611,4
	300 dní	917,7	508,6	631,3	307,6	557,5	451,1
	330 dní	803,9	453,6	509,3	266,6	518,6	345,1
	355 dní	596,5	373,6	341,6	222,6	481,0	286,2
	360 dní	557,5	277,8	294,6	219,6	460,2	268,5

Tabuľka 49b Bilančná oblasť: II. Studený potok

Štatistické charakteristiky		Hodnoty v jednotlivých rokoch					
		1975	1976	1977	1978	1979	1980
Min. odtok $l.s^{-1}$		337,0	340,0	389,0	258,0	282,0	328,0
Priem. odtok $l.s^{-1}$		2 117,1	1 418,6	1 730,6	1 437,4	1 560,9	2 001,4
Maxim. odtok $l.s^{-1}$		12 400,0	8 040,0	13 900,0	13 183,0	7 263,0	20 703,0
Koef. variácie %		83,0	80,5	92,3	101,5	78,5	123,8
Hodnoty čiary prekročenia odtoku $l.s^{-1}$	30 dní	4 970,0	3 286,0	4 000.0	3 204,0	3 566,0	5 317,0
	60 dní	4 030,0	2 617,0	2 630,0	2 458,0	2 723,0	3 571,0
	90 dní	2 620,0	2 003,0	2 050,0	1 923,0	2 199,0	2 230,0
	120 dní	2 058,0	1 438,0	1 734,0	1 558,0	1 785,0	1 675,0
	150 dní	1 780,0	1 142,0	1 516,0	1 340,0	1 321,0	1 402,0
	180 dní	1 480,0	951,0	1 261,0	1 045,0	1 109,0	1 114,0
	210 dní	1 301,0	782,0	1 051,0	710,0	929,0	988,0
	240 dní	1 082,0	701,0	790,0	541,0	877,0	805,0
	270 dní	918,0	608,0	708,0	444,0	721,0	620,0
	300 dní	798,0	559,0	606,0	374,0	556,0	511,0
	330 dní	709,0	492,0	583,0	326,0	478,0	457,0
	355 dní	477,0	411,0	518,0	290,0	338,0	370,0
	360 dní	367,0	397,0	479,0	266,0	326,0	354,0

podmienky v poriečnej nive Velického potoka v profile pri Poprade, a preto filtračný prietok je tu ešte nižší než u rieky Poprad.

Odtok vôd z bilančne hodnotených oblastí je uvedený v tabuľkách 49a—g a 50, pričom vo výpočte sú už zohľadnené množstvá vody odobraté z prameňov a povrchových tokov na spotrebu mimo územia (O_v); u bilančnej oblasti Bielej vody je odpočítané i množstvo vody privádzané povrchovými tokmi zo susedného územia (P). V tabuľkách je uvedený už vlastný odtok z územia.

Jednotlivé zložky — povrchový odtok, ktorý uvažujeme spolu s hypodermickým odtokom ($O_p + O_h$) a podzemný (O_z) — sme určili analýzou čiar prekročenia (metóda E. E. Fostera 1949; obr. 33a, b), a vyhodnotením minimálnych mesačných prietokov (metóda K. Killeho 1970). Vypočítaný podzemný odtok je uvedený v tabuľke 56, 57.

Množstvo vody odoberané (O_v) na spotrebu mimo bilančne hodnoteného územia bolo vyčíslené z výsledkov merania, ktoré robil u jednotlivých využívaných prameňov a povrchových tokov Okresný závod VVAK v Poprade a Okresný závod SeVAK v Liptovskom Mikuláši. Využívané pramene a odbery z povrchových tokov sú znázornené na obrázku 2. Priemerné odoberané množstvá vôd z prameňov a povrchových tokov z bilančných oblastí za roky 1975—1980 sú uvedené v tabuľke 51.

Množstvo vody skryto odtekajúce z územia do susedných hydrogeologických celkov (O_s) bolo vypočítané z bilančnej rovnice. Výsledné údaje sú uvedené v tabuľke 54.

Výpar (V) bol vypočítaný pre oblasť Studeného potoka z bilančnej rovnice. V tejto oblasti boli všetky infiltrované zrážkové vody merané v uzáverových profiloch vo Veľkej Lomnici, a to na Studenom potoku a na Skalnatom potoku. Geologické pomery územia vylučujú neevidovaný prestup vôd do susedného územia alebo do iných hydrogeologických celkov. Bilančnú rovnicu preto môžeme písať v zjednodušenom tvare

$$Z = O + V \pm R .$$

Pre ostatné hodnotené oblasti bol výpočet urobený podľa empirického vzorca L. Turca (1961)

$$V = \frac{P}{0{,}9 + \frac{P^2}{L^2}},$$

kde L — $300 + 25\ t + 0{,}05\ t^3$

P — priemerný úhrn zrážok v mm,

t — priemerná ročná teplota vzduchu v °C.

Z porovnania výparu z bilančnej oblasti Studeného potoka vypočítaného z bilančnej rovnice (370,7 mm) s výpočtom podľa vzorca L. Turca (342,7 mm) je zrejmý malý rozdiel vo výpočte výparu. Pre ďalšie hodnotené oblasti je preto vhodný výpočet podľa L. Turca. Pohybuje sa od 27,0 % do 43,5 % zo zrážok v jednotlivých hodnotených oblastiach (tab. 54). U Studeného potoka podľa výpočtu z bilančnej rovnice je 31,3 %. L. Melioris—J. Tomlain (1973) v Západných

Tatrách vypočítali metódou M. I. Budyka a L. I. Zubenoka pre povodie Belej výpar 28,0 % zo zrážok a pre povodie Račkového potoka iba 25,0 %.

Množstvo vody pritekajúce (P) do hodnotenej oblasti z priľahlého územia.

Tabuľka 49c Bilančná oblasť: III. Slavkovský potok

Štatistické charakteristiky		Hodnoty v jednotlivých rokoch					
		1975	1976	1977	1978	1979	1980
Min. odtok l . s^{-1}		330,7	247,9	243,1	141,1	347,7	285,4
Priem. odtok l . s^{-1}		968,3	550,0	767,3	614,2	763,3	793,6
Maxim. odtok l . s^{-1}		5 407,4	2 753,7	5 496,6	3 287,5	3 658,8	3 159,1
Koef. variácie %		56,7	63,9	79,5	61,6	61,9	59,5
Hodnoty čiary prekročenia odtoku l . s^{-1}	30 dní	1 577,9	896,1	1 196,0	1 067,2	1 454,9	1 562,6
	60 dní	1 262,9	634,5	1 026,0	897,8	1 144,9	1 189,4
	90 dní	1 116,9	554,8	898,0	807,2	961,5	981,6
	120 dní	984,5	493,7	803,2	726,2	743,1	842,9
	150 dní	912,0	469,7	709,9	669,5	655,5	755,9
	180 dní	862,5	449,2	619,5	612,2	608,8	674,7
	210 dní	813,4	428,3	564,5	556,2	559,5	576,1
	240 dní	752,9	405,3	482,4	435,4	509,3	541,2
	270 dní	665,7	384,9	464,0	273,8	463,5	493,5
	300 dní	600,0	364,3	431,6	254,0	422,8	422,8
	330 dní	503,5	350,0	360,2	197,1	378,9	367,8
	355 dní	386,7	307,9	286,1	166,8	347,7	317,4
	360 dní	348,7	262,9	272,1	166,8	347,7	302,4

Tabuľka 49d Bilančná oblasť: IV. Velický potok

Štatistické charakteristiky		Hodnoty v jednotlivých rokoch					
		1975	1976	1977	1978	1979	1980
Min. odtok l . s^{-1}		473,8	329,7	281,2	223,0	390,0	180,0
Priem. odtok l . s^{-1}		1 201,2	775,4	934,6	932,4	907,8	897,9
Maxim. odtok l . s^{-1}		8 759,3	5 311,5	7 280,3	6 292,0	4 683,0	7 040,0
Koef. variácie %		77,1	66,1	84,5	80,9	66,6	106,1
Hodnoty čiary prekročenia odtoku l . s^{-1}	30 dní	2 329,9	1 339,7	1 860,2	1 866,0	1 802,0	2 010,0
	60 dní	1 809,0	1 050,0	1 246,2	1 558,0	1 285,0	1 290,0
	90 dní	1 429,9	906,5	1 021,9	1 244,0	1 087,0	990,0
	120 dní	1 130,0	751,5	929,9	994,0	909,0	750,0
	150 dní	980,0	696,6	839,9	910,0	795,0	650,0
	180 dní	889,0	657,5	749,9	815,0	689,0	570,0
	210 dní	820,7	598,6	660,5	687,0	629,0	520,0
	240 dní	769,8	530,0	598,3	522,0	588,0	480,0
	270 dní	727,2	471,5	535,9	406,0	526,0	460,0
	300 dní	670,7	438,9	475,5	300,0	502,0	380,0
	330 dní	535,8	395,8	370,2	262,0	430,0	320,0
	355 dní	474,0	384,8	331,1	262,0	422,0	250,0
	360 dní	473,8	379,8	316,1	240,0	415,0	220,0

Iba do bilancovanej oblasti Bielej vody je privádzaná voda z priľahlých svahov mezozoika Belianskych Tatier. Podstatná časť vody je privádzaná povrchovým tokom Čierna voda, ktorého prietok bol meraný na mernom objekte pri Ceste slobody pri Tatranskej kotline. Menšia časť prítoku predstavuje odpad z využívané-

Tabuľka 49e Bilančná oblasť: V. Poprad

Štatistické charakteristiky		Hodnoty v jednotlivých rokoch					
		1975	1976	1977	1978	1979	1980
Min. odtok l . s^{-1}		540,7	462,6	551,1	387,8	385,0	342,8
Priem. odtok l . s^{-1}		1 920,9	1 404,9	1 865,1	1 574,7	1 444,7	1 879,8
Maxim. odtok l . s^{-1}		9 810,4	11 637,9	12 153,8	11 633,2	6 312,8	19 468,8
Koef. variácie %		77,6	71,0	81,8	77,6	74,4	124,1
Hodnoty čiary prekročenia odtoku l . s^{-1}	30 dní	4 404,4	2 714,9	4 056,4	3 254,2	3 085,4	4 538,9
	60 dní	3 276,5	2 145,4	2 682,2	2 457,2	2 160,7	2 974,9
	90 dní	2 446,4	1 764,4	2 118,8	2 059,2	1 688,8	2 189,1
	120 dní	1 797,2	1 532,9	1 823,8	1 672,7	1 468,7	1 793,1
	150 dní	1 503,4	1 300,7	1 586,9	1 392,6	1 195,7	1 447,9
	180 dní	1 308,8	1 159,4	1 378,0	1 179,6	1 087,6	1 171,6
	210 dní	1 166,0	1 027,8	1 214,3	1 065,6	997,8	914,9
	240 dní	1 066,4	856,4	1 097,9	980,9	851,5	763,8
	270 dní	993,2	737,7	971,1	811,7	799,8	636,3
	300 dní	930,1	614,7	833,3	682,4	702,5	555,3
	330 dní	755,1	562,6	715,3	458,8	642,7	462,8
	355 dní	616,1	514,7	564,3	422,4	426,0	375,6
	360 dní	542,1	501,7	551,1	407,8	385,6	345,6

Tabuľka 49f Bilančná oblasť: VI. Biely Váh

Štatistické charakteristiky		Hodnoty v jednotlivých rokoch					
		1975	1976	1977	1978	1979	1980
Min. odtok l . s^{-1}		448,6	350,7	402,9	355,4	341,5	341,7
Priem. odtok l . s^{-1}		1 155,4	730,3	1 029,3	854,0	727,4	949,7
Maxim. odtok l . s^{-1}		5 747,5	5 703,5	4 162,3	4 873,2	3 016,7	7 265,8
Koef. variácie %		71,0	76,1	59,1	54,4	47,5	71,1
Hodnoty čiary prekročenia odtoku l . s^{-1}	30 dní	2 341,5	1 152,5	2 018,4	1 479,4	1 206,7	1 771,6
	60 dní	1 740,4	1 004,0	1 568,6	1 138,7	936,7	1 263,7
	90 dní	1 321,8	886,4	1 327,6	945,7	872,5	1 093,8
	120 dní	1 060,4	764,8	1 166,7	876,4	781,6	982,8
	150 dní	917,7	648,0	976,8	837,7	691,8	861,6
	180 dní	855,3	557,8	850,3	787,7	607,8	788,5
	210 dní	808,3	524,8	728,9	716,7	564,8	753,8
	240 dní	757,4	464,8	646,0	625,6	538,1	716,8
	270 dní	681,5	428,7	555,1	545,6	509,1	622,2
	300 dní	616,9	405,4	522,1	497,9	490,7	451,7
	330 dní	545,6	373,4	477,1	439,9	415,5	383,6
	355 dní	460,6	369,4	413,5	383,3	372,5	350,7
	360 dní	448,6	369,4	410,5	376,3	370,8	345,7

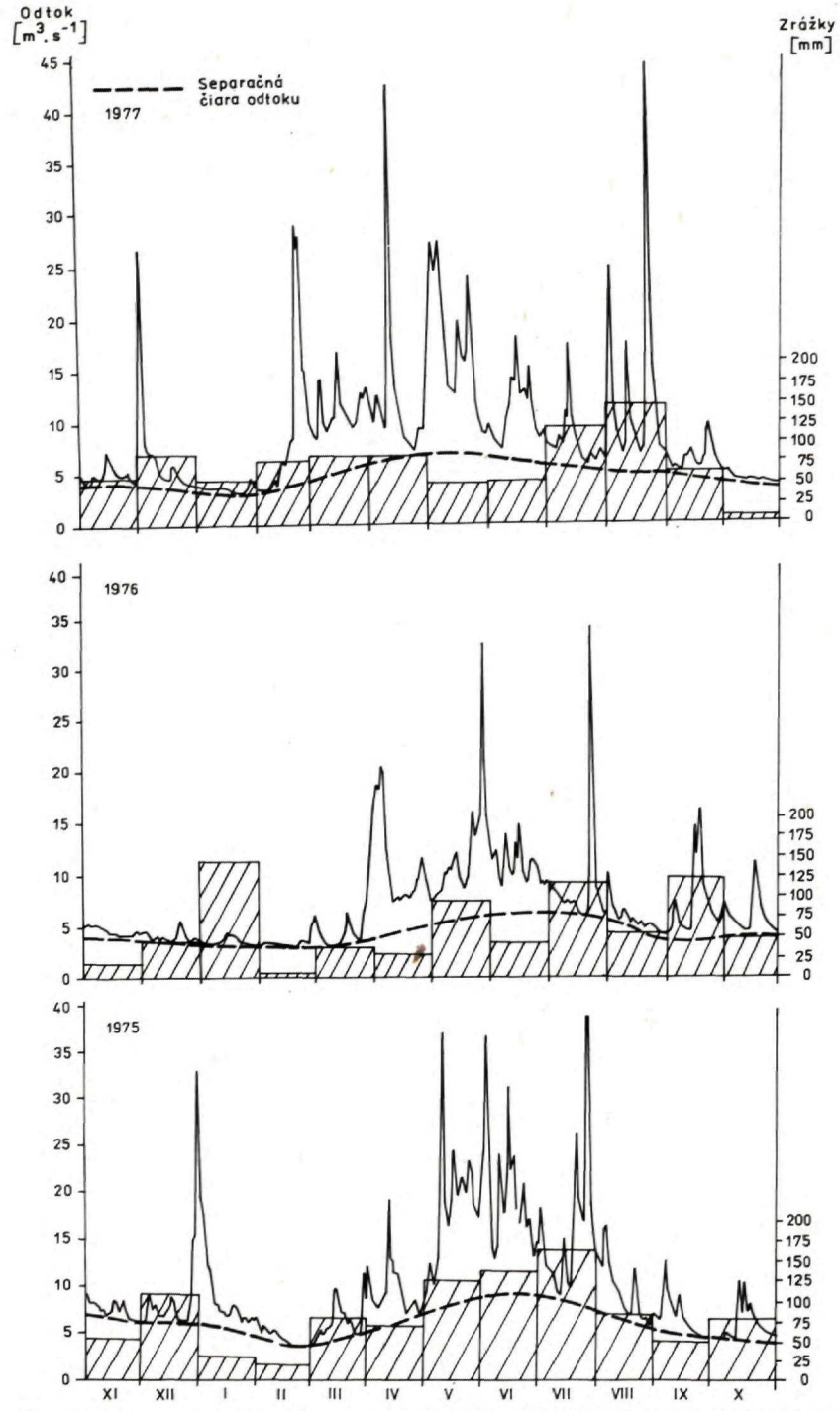
ho Šumivého prameňa v Tatranskej kotline a výdatnosť nevyužívaného Malého Šumivého prameňa v Tatranskej kotline. Ich výdatnosť bola meraná na merných objektoch pri prameňoch. Priemerné množstvo pritekajúcej vody v jednotlivých rokoch je uvedené v tabuľke 52.

Tabuľka 49g Bilančná oblasť: VII. Hybica

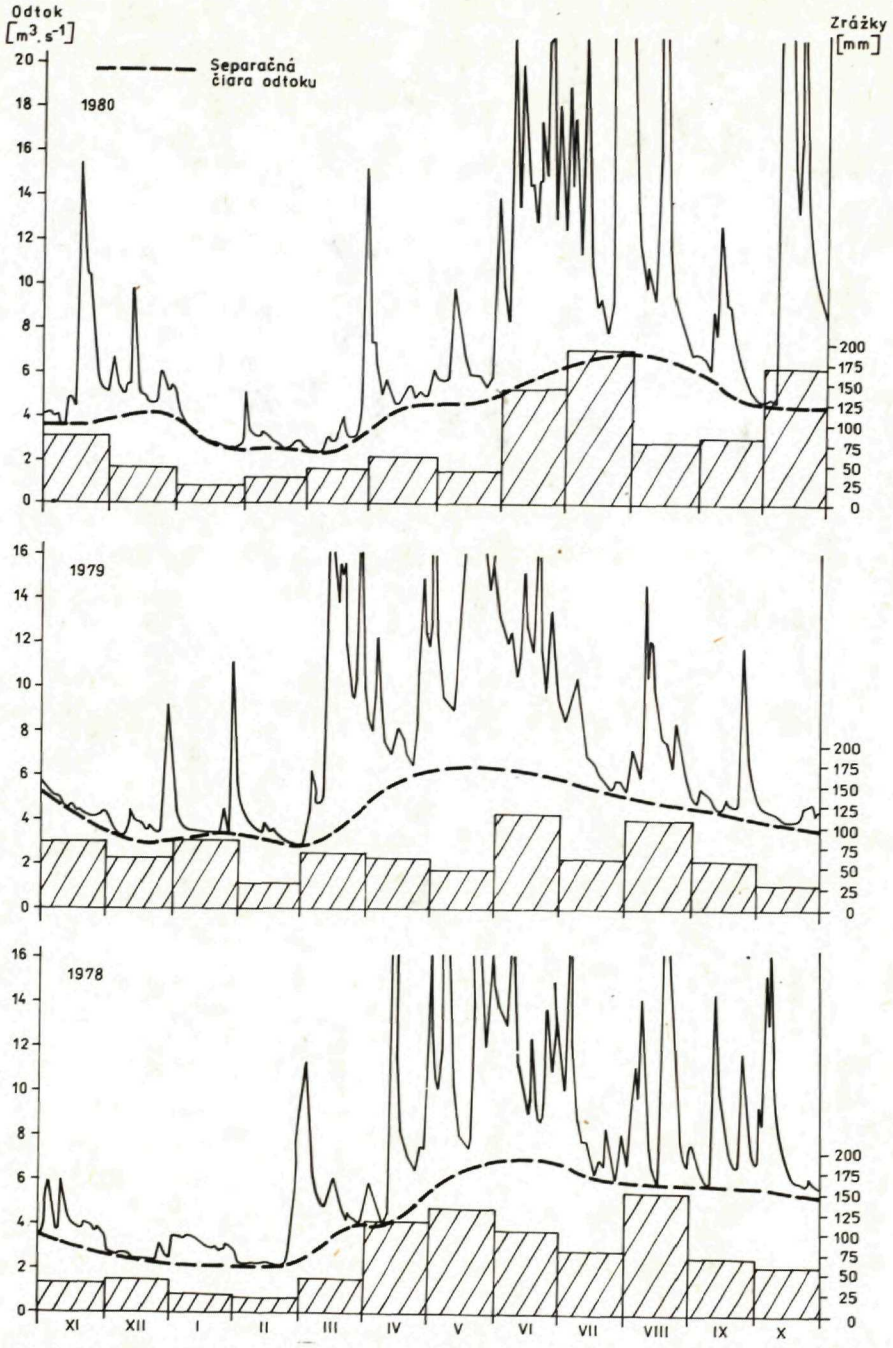
Štatistické charakteristiky		Hodnoty v jednotlivých rokoch					
		1975	1976	1977	1978	1979	1980
Min. odtok l . s^{-1}		271,0	339,0	415,0	352,0	306,0	375,0
Priem. odtok l . s^{-1}		1 002,5	826,1	1 189,4	853,6	718,9	916,6
Maxim. odtok l . s^{-1}		7 265,0	6 764,0	7 240,0	5 355,0	3 832,0	7 253,0
Koef. variácie %		67,2	105,2	80,0	66,5	76,6	72,3
Hodnoty čiary prekročenia odtoku l . s^{-1}	30 dní	1 630,0	1 900,0	2 679,0	1 652,0	1 537,0	1 751,0
	60 dní	1 322,0	1 061,0	2 047,0	1 250,0	1 011,0	1 200,0
	90 dní	1 191,0	810,0	1 535,0	1 059,0	809,0	1 038,0
	120 dní	1 082,0	658,0	1 266,0	913,0	611,0	911,0
	150 dní	1 011,0	583,0	917,0	786,0	525,0	829,0
	180 dní	874,0	545,0	798,0	680,0	492,0	758,0
	210 dní	780,0	510,0	686,0	617,0	464,0	687,0
	240 dní	691,0	484,0	639,0	554,0	452,0	640,0
	270 dní	636,0	458,0	598,0	458,0	428,0	590,0
	300 dní	574,0	426,0	517,0	420,0	385,0	458,0
	330 dní	508,0	402,0	477,0	386,0	366,0	426,0
	355 dní	362,0	339,0	428,0	361,0	347,0	391,0
	360 dní	333,0	339,0	421,0	359,0	337,0	387,0

Tabuľka 50 Štatistické údaje z odtoku vôd z obdobia 1975–1980

Štatistické charakteristiky		Údaje z jednotlivých bilancovaných oblastí						
		Hybica	Biely Váh	Poprad	Veľký potok	Slavkov. potok	Studený potok	Biela voda
Min. odtok l . s^{-1}		271,0	341,5	342,8	180,0	141,1	285,0	186,8
Priem. odtok l . s^{-1}		917,8	907,6	1 681,6	941,7	742,8	1 711,0	1 378,9
Maxim. odtok l . s^{-1}		7 265,0	7 265,8	19 468,8	8 759,3	5 496,6	20 703,0	14 625,3
Koef. varácie %		77,9	63,2	84,4	50,2	63,8	78,5	80,5
Hodnoty čiary prekročenia odtoku l . s^{-1}	30 dní	1 858,3	1 661,6	3 675,7	1 867,9	1 292,4	4 057,1	2 849,0
	60 dní	1 315,1	1 275,3	2 616,5	1 373,0	1 025,9	3 004,8	2 178,5
	90 dní	1 037,6	1 074,6	2 044,4	1 113,2	886,6	2 187,5	1 791,3
	120 dní	906,8	938,7	1 681,4	910,7	765,6	1 708,0	1 439,4
	150 dní	775,1	822,2	1 404,5	811,9	695,4	1 416,8	1 204,2
	180 dní	691,1	741,2	1 214,1	728,4	637,8	1 160,0	1 044,2
	210 dní	624,0	682,8	1 064,4	652,6	583,0	960,1	908,2
	240 dní	576,6	624,7	936,1	581,3	521,0	799,3	791,6
	270 dní	528,0	557,0	824,9	521,1	457,5	669,8	679,7
	300 dní	463,3	497,4	719,7	461,1	415,9	567,3	562,3
	330 dní	427,5	439,3	599,5	385,6	359,5	507,5	482,8
	355 dní	381,3	391,6	486,5	353,9	237,6	400,6	383,5
	360 dní	362,6	386,8	455,6	340,7	283,4	364,8	346,3



Obr. 33a Hydrogramy odtoku vôd z južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia a vyčlenenie podzemného odtoku v rokoch 1975 až 1977



Obr. 33b Hydrogramy odtoku vôd z južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia a vyčlenenie podzemného odtoku v rokoch 1978 až 1980

Tabuľka 51 Priemerne odoberané množstvo vôd z bilancovaných oblastí za roky 1975–1980

Bilančná oblasť	Vodovod	Zdroj vody, (číslo na obr. 2)	Priemerný odber za roky 1975–1980 ($l . s^{-1}$)
I. Biela voda	Kežmarský–skupinový	Potok Biela voda – 1	57,2
III. Slavkovský potok	Tatranský–skupinový	Prameň: Pod lesom + Kamenný mostík –2	7,3
V. Poprad	Štrba – samostatný	Pramene: Šulková–3 Pod kamenným brodom–4	16,4
VI. Biely Váh	Važec – samostatný	Pramene: Važec–5	3,1

Tabuľka 52 Prítoky vôd do bilancovanej oblasti I. Biela voda

Merný objekt, lokalita	Priemerne privádzané množstvo vôd – $l . s^{-1}$						
	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1975–80
Čierna voda Tatranská kotlina	200,5	183,3	200,3	158,9	229,9	213,8	197,7
Odpad zo Šumivého prameňa Tatr. kotlina	19,2	19,4	16,6	16,3	15,2	14,0	16,7
Malý Šumivý prameň Tatranská kotlina	3,5	3,4	3,5	3,6	3,6	3,5	3,5
							Celkom: 217,9

Do ostatných bilančne hodnotených oblastí nie sú prítoky vôd zo susedného územia. Ich ohraničenie tvorí rozvodnica povrchových tokov (príl. 1, obr. 2).

Zmeny zásob podzemných vôd (±R) boli hodnotené na základe čiary vyčerpávania z obdobia 22. 9. 1977—24. 10. 1977 z bilančnej oblasti Studeného potoka. Výpočet urobil E. KULLMAN a A. ČECHOVÁ podľa rovnice čiary vyčerpávania:

$$Q_t = 0{,}710e^{-0{,}01308\,t} + 1{,}0e^{-0{,}20028\,t} + 0{,}698e^{-1{,}18415\,t}$$

Výpočet prenosu zásob podzemných vôd z oblasti Studeného potoka medzi jednotlivými hydrologickými rokmi obdobia 1975—1980 je uvedený v tabuľke 53. Z výpočtu vyplýva, že v rokoch 1975—1977 sa v priemere vyčerpávalo zo zásob podzemných vôd oblasti Studeného potoka 17,6 $l.s^{-1}$. Toto množstvo sa znova doplnilo v podstatnej miere v roku 1978 a zvyšok v roku 1980, čo v priemere za roky 1978—1980 predstavovalo 17,5 $l.s^{-1}$ vôd.

Hydrologická bilancia oblasti Studeného potoka je z hľadiska zmien zásob podzemných vôd medzi rokom 1975 a rokom 1980 prakticky vyrovnaná; na doplnenie chýbalo iba nepatrné množstvo.

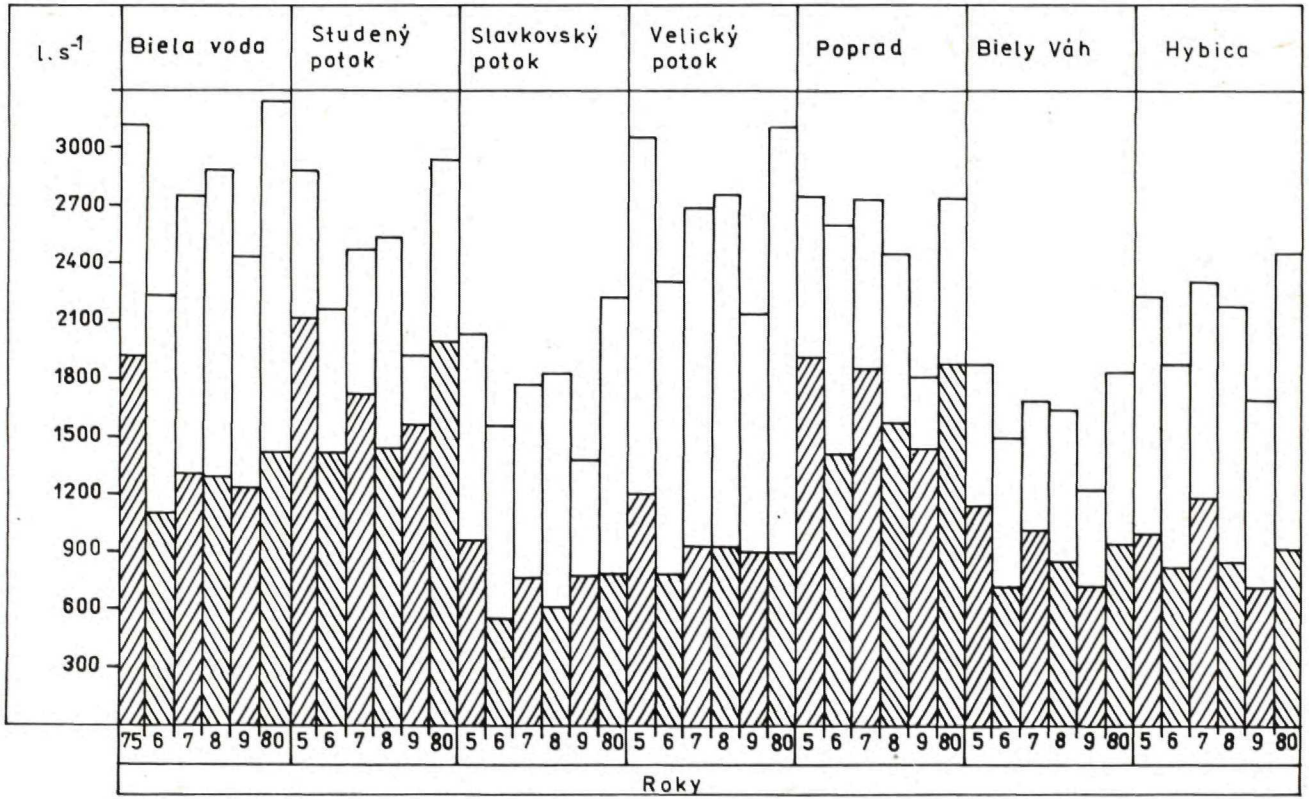
Na základe tohto hodnotenia považujeme analogicky pre ostatné bilančne hodnotené oblasti zmeny zásob medzi rokom 1975 až 1980 za prakticky vyrovnané, a preto vplyv retencie (±R) v hydrologickej bilancii neuvažujeme.

Tabuľka 53 Prehľad prenosu zásob podzemných vôd medzi jednotlivými hydrologickými rokmi obdobia 1975–1980 (bilančná oblasť Studený potok)

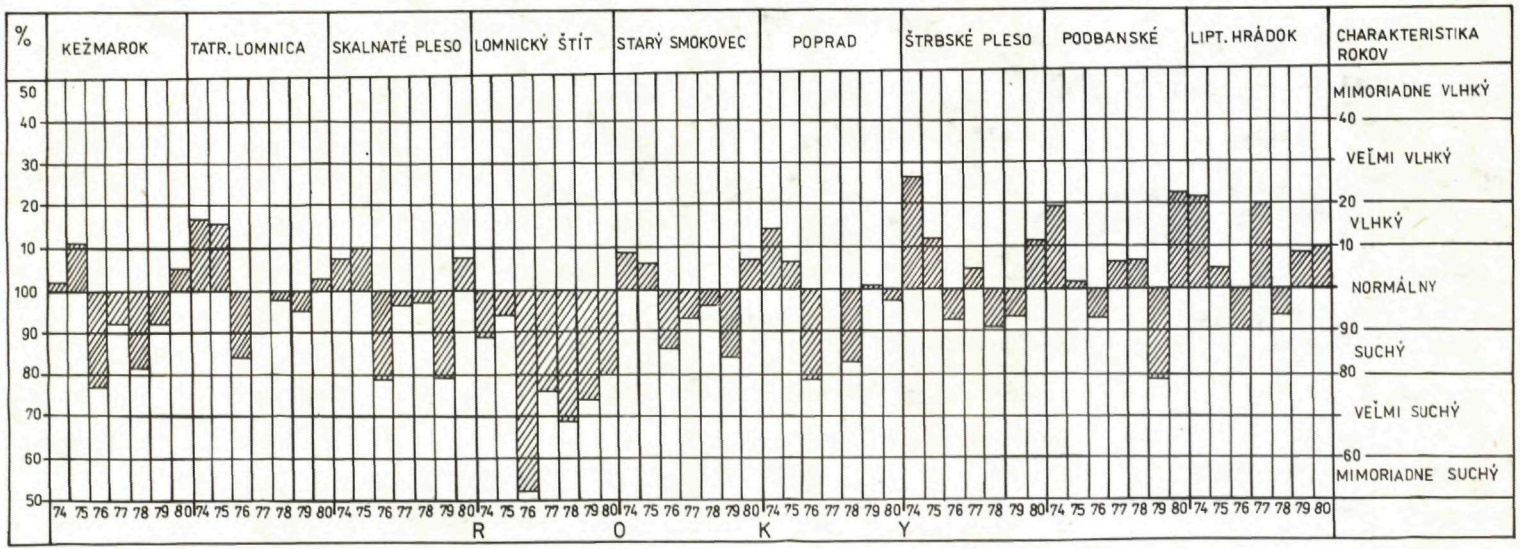
Hydr. rok	Odtok ($l \cdot s^{-1}$)		Podzem. odtok zo zásob z predchádzajúcich rokov			Prenos zásob do ďalších rokov		
	na začiatku roka	na konci roka	(m^3)	(mm)	($l \cdot s^{-1}$)	(m^3)	(mm)	($l \cdot s^{-1}$)
1975	1783,0	1040,0	453 991,0	7,1	14,4	0	0	0
1976	1040,0	752,0	400 501,2	6,3	12,7	0	0	0
1977	752,0	512,0	815 150,9	12,8	25,8	0	0	0
1978	512,0	946,0	0	0	0	1 104 485,8	17,3	34,7
1979	946,0	906,0	47 811,5	0,7	1,5	0	0	0
1980	906,0	1773,0	0	0	0	609 808,2	9,5	19,3

Tabuľka 54 Priemerná hydrologická bilancia územia za roky 1975–1980

Bilančná oblasť, plocha	Členy bilančnej rovnice	Priemerné hodnoty		% podielu
		mm	$l \cdot s^{-1}$	
I. Biela voda 95,3 km^2	Z	924,0	2786,5	100,0
	O	456,6	1378,9	49,4
	V	340,9	1029,3	36,9
	OS	126,5	378,3	13,7
II. Studený potok 66,8 km^2	Z	1179,1	2489,3	100,0
	O	808,4	1711,0	68,7
	V	370,7	778,3	31,3
III. Slavkovský potok 63,5 km^2	Z	897,1	1803,7	100,0
	O	369,2	742,8	41,1
	V	373,8	752,0	41,6
	Os	154,1	308,9	17,3
IV. Velický potok 77,3 km^2	Z	1098,6	2679,4	100,0
	O	384,5	941,7	35,1
	V	372,4	912,0	34,0
	Os	341,7	825,7	30,9
V. Poprad 56,6 km^2	Z	1404,5	2518,9	100,0
	O	937,7	1681,6	66,7
	V	379,5	680,5	27,0
	Os	87,3	156,8	6,3
VI. Biely Váh 46,2 km^2	Z	1134,8	1651,4	100,0
	O	620,0	907,6	54,9
	V	380,8	557,4	33,7
	Os	134,0	186,4	11,4
VII. Hybica 73,2 km^2	Z	924,6	2142,1	100,0
	O	395,7	917,8	42,8
	V	402,0	932,3	43,5
	Os	126,9	292,0	13,7



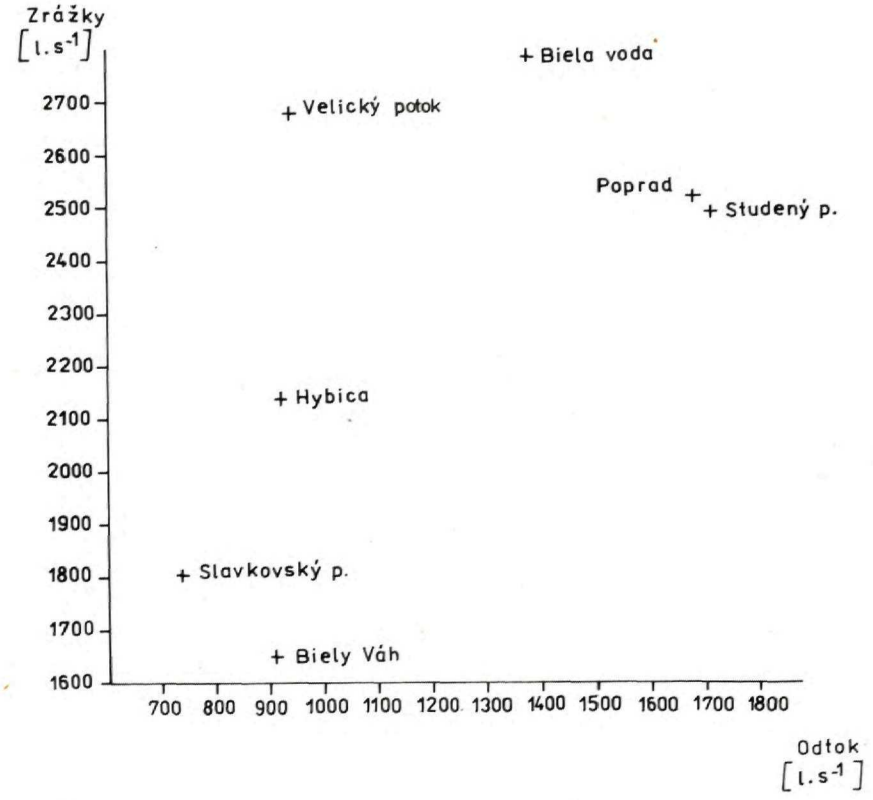
Obr. 34 Podiel zrážok na tvorbe odtoku vôd v jednotlivých bilančne hodnotených oblastiach (roky 1975 až 1980)



Obr. 36 Odchýlky ročného úhrnu zrážok z rokov 1974 až 1980 od dlhodobého normálu

Získané priemerné kvantitatívne údaje jednotlivých členov bilančnej rovnice z obdobia 1975 až 1980 zvlášť pre každú bilančne hodnotenú oblasť udáva tabuľka 54, podiel odtoku zo zrážok a ich vzťah je znázornený na obrázku 34 a 35.

Bilančné hodnotenie poukazuje u niektorých oblastí na vysoký skrytý odtok podzemných vôd. U bilančnej oblasti Biela voda, Slavkovský potok, Poprad, Biely Váh a Hybica predstavuje skrytý odtok 17,3 až 6,3 % zo zrážok spadnutých v hodnotenej oblasti. V oblasti Velického potoka táto zložka je až 30,9 % zo



Obr. 35 Vzťah priemerného ročného úhrnu zrážok a priemerného ročného odtoku z jednotlivých bilančne hodnotených oblastí za obdobie 1975 až 1980

zrážok. Uvedené hodnoty neevidovaného skrytého odtoku podzemných vôd sú zrejme ovplyvnené i chybami z určenia veľkosti výparu, resp. chybami vyplývajúcimi z nepresnosti určenia jednotlivých členov bilančnej rovnice. Podstatná časť tejto zložky podzemných vôd skryte prestupuje hlavne do karbonátov mezozoika v predpolí Vysokých Tatier a v podloží Podtatranskej kotliny, o čom bližšie pojednáme v ďalšej časti.

Na základe vodnosti jednotlivých rokov, ktoré boli posúdené podľa kritérií zrážkomernej služby HMÚ, bilančne hodnotené obdobie možno charakterizovať

Tabuľka 55 Porovnanie zrážok z rokov 1974–1980 k dlhodobému normálu

Zrážkomerná stanica	Ročný úhrn zrážok za roky 1931–60	Ročný úhrn zrážok v mm/% dlhodobého normálu						
		1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
Kežmarok	639	651 101,8 %	710 111,1 %	489 76,5 %	588 92,0 %	515 80,5 %	587 91,8 %	672 105,1 %
Tatranská Lomnica	838	979 116,8 %	969 115,6 %	702 83,7 %	756 90,2 %	824 98,3 %	793 94,6 %	867 103,4 %
Skalnaté pleso	1 380	1 487 107,7 %	1 520 110,1 %	1 093 79,2 %	1 337 96,8 %	1 340 97,1 %	1 098 79,5 %	1 489 107,8 %
Lomnický štít	1 561	1 396 89,4 %	1 472 94,2 %	816 52,2 %	1 188 76,1 %	1 084 69,4 %	1 158 74,1 %	1 256 80,4 %
Starý Smokovec	946	1 029 108,7 %	1 003 106,0 %	812 85,8 %	883 93,3 %	910 96,1 %	795 84,0 %	1 015 107,2 %
Poprad	615	707 114,9 %	657 106,8 %	487 79,1 %	614 99,8 %	509 82,7 %	624 101,4 %	604 98,2 %
Štrbské Pleso	964	1 221 126,6 %	1 079 111,9 %	895 92,8 %	1 014 105,1 %	878 91,0 %	909 94,2 %	1 089 112,9 %
Podbanské	939	1 133 120,6 %	960 102,2 %	876 93,2 %	1 008 107,3 %	1 011 107,6 %	741 78,9 %	1 155 123,0 %
Liptovský Hrádok	686	834 121,5 %	720 104,9 %	615 89,6 %	821 119,6 %	646 94,1 %	748 109,0 %	752 109,6 %
Priemerné % dlhodobého normálu		112,0 %	106,9 %	81,3 %	97,8 %	90,7 %	89,7 %	105,2 %

ako normálne (1975, 1977, 1978 a 1980) až suché (1976 a 1979) — (tab. 55, obr. 36). Hydrologickú bilanciu preto možno považovať z tohto hľadiska za reprezentatívnu.

Výpočet prírodných zdrojov podzemných vôd

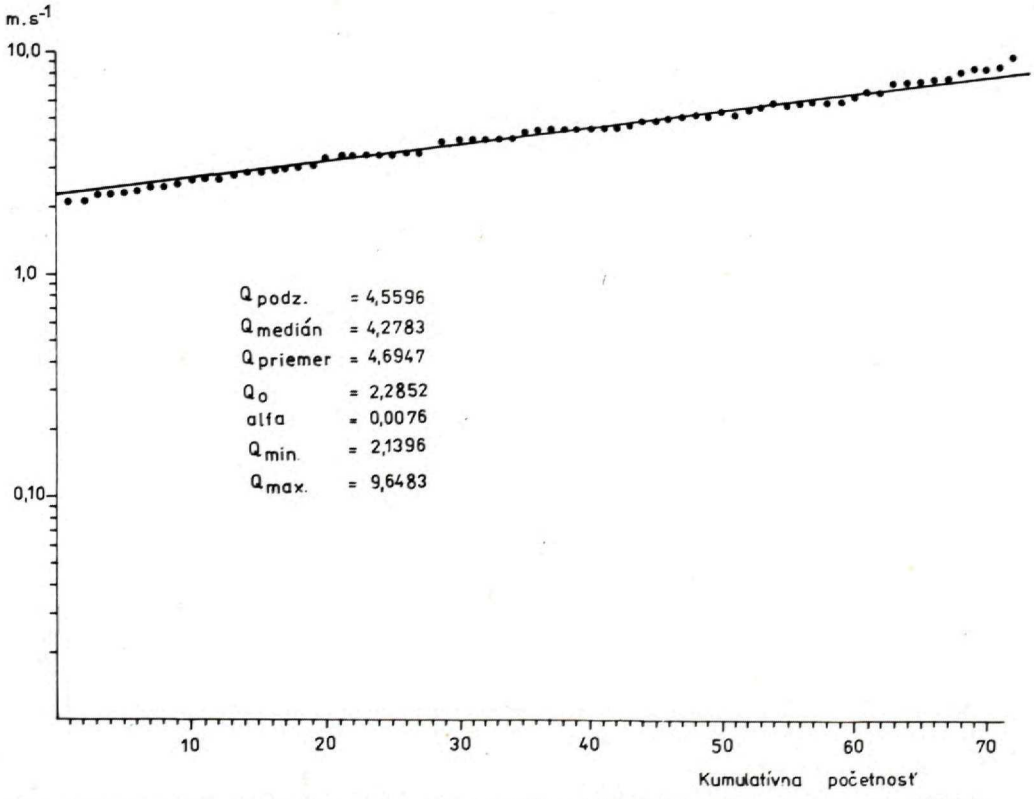
Odtok podzemných vôd je významnou zložkou hydrologickej bilancie; údaje o jeho veľkosti poskytujú cenný podklad pre hydrogeologické a národohospodárske úvahy.

Za najvhodnejšie metódy pre stanovenie prírodných zdrojov podzemných vôd v regionálnom meradle možno považovať hydrologické metódy určenia odtoku podzemných vôd. Ich hlavnou výhodou je, že hustá sieť vodomerných profilov umožňuje väčšinou rýchlo získať údaje o výške prírodných zdrojov podzemných vôd. Získajú sa pritom priemerné dlhodobé hodnoty, ktoré sú regionálne platné a podávajú prehľad o podzemnom odtoku v celom území nad hodnoteným vodomerným profilom.

Na určenie podzemného odtoku zo zhodnocovaného územia boli použité čiary prekročenia odtoku z jednotlivých bilancovaných oblastí. Interpretácia odtokových pomerov v horských oblastiach s viac-menej rovnomernými zrážkami a súčasne bez rozsiahlejších, nádrže vytvárajúcich kolektorov ukazuje, že v takýchto podmienkach značná časť nízkych odtokov vôd predstavuje odtok zmiešaný. Podieľa sa na ňom spolu so skutočným odtokom podzemných vôd aj rýchly hypodermický (podpovrchový) odtok vôd a čiastočne aj odtok povrchový. Skutočný podzemný odtok, ktorý by bolo možné pokladať za veľkosť prírodných zdrojov podzemných vôd, bude preto nižší než sú priemerné mesačné minimálne hodnoty odtoku.

Z celkovej plochy hodnoteného územia na vlastnú horskú oblasť, t. j. v podstate oblasť kryštalinika Vysokých Tatier, pripadá 30,0 % a zvyšujúcu časť predstavuje predpolie pokryté prevažne kvartérnymi sedimentmi.

Na vyčlenenie podzemného odtoku v území sme použili metódu K. KILLEHO (1970), ktorá vychádza zo skutočnosti, že minimálne mesačné odtoky z územia zoradené za dlhšie pozorovacie obdobie podľa zostupnosti tvoria krivku, ktorá má charakter výtokovej čiary. Grafické znázornenie vyčlenenia podzemného odtoku je na obrázku 37 a číselné vyjadrenie v tabuľke 56. Súčasne bola použitá pomerne



Obr. 37 Vyčlenenie podzemného odtoku z južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia z rokov 1975 až 1980 (Killeho metódou)

jednoduchá metóda genetického vyčlenenia podzemného odtoku podľa E. E. FOSTERA (1949); autor ju použil na rieke, ktorá má režim horského toku. Vyčlenenie podzemného odtoku je založené na princípe spojenia dlhšie trvajúceho obdobia nízkych prietokov plynulou čiarou, pričom časť prietokovej čiary možno považovať za výtokovú časť podzemných vôd. Kvantitatívne vyjadrenie podzemného odtoku podáva tabuľka 57.

Vypočítaný priemerný odtok podzemných vôd podľa metódy K. KILLEHO (1970) sa v jednotlivých hodnotených oblastiach rovná 240-dennému až 330-dennému odtoku, kým podľa metódy E. E. FOSTERA (1949) iba 240—270-dennému odtoku (tab. 50, 56 a 57).

Pomocou metódy pozdĺžneho profilu prietoku bola získaná plošná predstava o tvorbe príronov a strát podzemnej vody v území. Postupným úsekovým hydro-

Tabuľka 56 Vyčlenenie podzemného odtoku metódou K. KILLEHO (1970) za roky 1975–1980

Hodnotená oblasť	$Q_{podzemné}$	$Q_{medián}$	$Q_{priemer}$	Qo	alfa	Q_{min}	Q_{max}
I. Biela Voda	682,3	651,0	712,1	303,1	0,0082	185,1	1836,9
II. Studený potok	808,1	706,6	888,6	279,5	0,0112	258,0	2603,0
III. Slavkovský potok	303,5	241,4	309,8	68,7	0,0152	54,7	834,6
IV. Velický potok	507,5	499,3	539,3	316,9	0,0055	180,0	1360,0
V. Poprad	912,6	845,7	965,4	413,7	0,0086	342,8	2336,4
VI. Biely Váh	582,3	563,4	599,9	345,8	0,0059	341,5	1321,8
VII. Hybica	511,6	498,9	547,8	304,0	0,0060	253,0	1521,0

Tabuľka 57 Vyčlenenie podzemného odtoku metódou E. E. FOSTERA (1949)

Hodnotená oblasť, plocha	Podzemný odtok v rokoch – $l \cdot s^{-1}$						
	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1075–80
I. Biela voda, 95,3	928,7	668,1	709,5	637,7	736,4	547,1	704,5
II. Studený potok 66,8	973,4	811,7	822,2	704,0	718,5	684,0	785,6
III. Slavkovský potok 63,5	610,2	456,7	549,5	397,7	465,0	443,3	487,0
IV. Velický potok 77,3	668,9	523,8	590,7	512,6	528,8	389,9	535,7
V. Poprad 56,6	1151,4	963,3	1170,2	812,0	757,7	790,0	940,7
VI. Biely Váh 46,2	746,6	621,2	773,7	579,8	527,0	578,2	637,7
VII. Hybica 73,2	664,4	534,6	752,1	486,3	434,9	498,3	561,7
Sumár z celého územia	5743,6	4579,4	5367,9	4129,3	4168,3	3930,7	4562,9

metrovaním povrchového toku v bezzrážkovom období — za ustálených stavov — boli zistené skryté prírony do povrchových tokov, ktoré sú uvedené v tabuľkách 20, 23a a 26. Prírony a straty vôd v povrchových tokoch, ktoré majú korytá vyerodované v morénach, sú uvedené v tabuľke 58. Zistené hodnoty dokumentujú silné ovplyvňovanie podzemného odtoku hypodermickým odtokom, hlavne v hornej časti územia.

Ako ukazuje analýza výtokovej čiary, je z bilančnej oblasti Studeného potoka celkove vyprázdňovanie zásob veľmi rýchle (koeficienty vyčerpávania sú veľmi vysoké i pre nízke stavy, $\alpha_1 = 0{,}01308$, $\alpha_2 = 0{,}20028$ a $\alpha_3 = 1{,}18415$). Svedčí to o tom, že podstatná časť vôd má veľmi plytký obeh. Geologické pomery v tejto bilančnej oblasti neumožňujú vytvárať rozsiahlejšie nádrže podzemných vôd, zatiaľ čo u ďalších oblastí sú tieto podmienky podstatne priaznivejšie.

Ako vidno z grafického zobrazenia odtoku vôd (obr. 33a—f) priemerne v priebehu dvoch týždňov nastáva pokles maximálnych prietokov na prietoky nízke.

Na základe tejto analýzy je najvhodnejšie vyčísliť prírodné zdroje podzemných vôd z čiary prekročenia, zodpovedajúce 330-dennému prekročeniu odtoku (tab. 59).

Prírodné zdroje podzemných vôd v hodnotenom území sú tvorené dvoma zložkami. Jedno zložku predstavujú prírodné zdroje odvádzané povrchovými tokmi vyčíslené z čiary prekročenia, ktoré sú nižšie než sú údaje získané metódou K. Killeho (1970) a E. E. Fostera (1949). Druhú časť prírodných zdrojov predstavuje skrytý odtok podzemných vôd, ktorý bol vypočítaný z hydrologickej bilancie. Celkový prehľad o priemerných prírodných zdrojoch podzemných vôd v jednotlivých bilančných oblastiach je uvedený v tabuľke 59.

V hodnotenom území 150,5 km^2 pripadá na územie budované kryštalinikom. Na základe výsledkov pozorovania odtoku z kryštalinika na Troch studničkách

Tabuľka 58 Prírony a straty vody v povrchových tokoch v morénach

Hydrometrovaný tok	Prírony a straty vody – l . s^{-1}	
	17. 8.–1. 9. 1977	6. 7.–11. 8. 1978
Mlynica od vodopádu Skok po hotel FIS	+ 185,0	+ 121,0
Hincov p. od Popradského plesa po sútok s Ľadovým p.	– 22,0	– 112,0
Ľadový p. od Popradského plesa po sútok s Hincovým p.	+ 172,0	+ 273,0
Malý Šum – od čela morény po Cestu slobody	+ 103,0	+ 22,0
Batizovský p. od Batizovského plesa po čelo morény	+ 43,0	–
Batizovský p. od čela morény po Cestu slobody	+ 9,0	+ 76,0
Velický p. od Velického plesa po čelo morény	+ 263,0	+ 1403,0
Studený p. od sútoku po Kristovku	+ 172,0	0,0
Skalnatý p. pod Skalnatým plesom po čelo morény	+ 36,0	+ 56,0
Biela voda od sútoku Zeleného a Napajedlového p. po čelo morény	+ 188,0	+ 815,0
Furkotský p. od Furkotského plesa po čelo morény pri Ceste slobody	–	+ 288,0

Poznámka: + prírony vody do toku
– strata vody z toku

Tabuľka 59 Prírodné zdroje podzemných vôd v rokoch 1975 až 1980

Hodnotená oblasť, plocha – km²	Prírodné zdroje podzemných vôd odvádzané povrchovými tokmi – l . s⁻¹/l . s⁻¹ . km⁻²			Skrytý odtok podzem. vôd l . s⁻¹/l . s⁻¹ . km⁻²
	podľa K. KILLEHO	podľa E. E. FOSTERA	z 330–denného prekročenia	
Biela voda 95,3	682,3 7,1	704,5 7,4	482,8 5,0	378,3 3,9
Studený potok 66,8	808,1 12,1	785,6 11,7	507,5 7,6	0 0
Slavkovský potok 63,5	303,5 4,7	487,0 7,6	359,5 5,6	308,9 4,8
Velický potok 77,3	507,5 6,5	535,7 6,9	385,6 5,0	825,7 10,7
Poprad 56,6	912,6 16,1	940,7 16,6	599,5 10,6	156,8 2,8
Biely Váh 46,2	582,3 12,6	637,7 13,8	439,3 9,5	186,4 4,0
Hybica 73,2	511,6 7,0	561,7 7,7	427,5 5,8	292,0 4,0
Celé územie 478,9	4307,9 9,0	4562,9 9,5	3398,1 7,1	2148,1 4,5

Tabuľka 60 Minimálny odtok podzemných vôd odvádzaný povrchovými tokmi v rokoch 1975–1980

Hodnotená oblasť, plocha	1975	1976	1977	1978	1979	1980
	l . s⁻¹ l . s⁻¹ . km⁻²					
I. Biela voda 95,3 km²	527,5 5,5	186,8 2,0	229,6 2,4	201,6 2,1	423,0 4,4	266,2 2,8
II. Studený potok 66,8 km²	337,0 5,0	340,0 5,0	389,0 5,8	258,0 3,8	282,0 4,2	328,0 4,9
III. Slavkovský potok 63,5 km²	330,7 5,2	247,9 3,9	243,1 3,8	141,1 2,2	347,7 5,4	285,4 4,5
IV. Velický potok 77,3 km²	473,8 6,1	329,7 4,2	281,2 3,6	223,0 2,9	390,0 5,0	180,0 2,3
V. Poprad 56,6 km²	540,7 9,5	462,6 8,1	551,1 9,7	387,8 6,8	385,0 6,8	342,8 6,0
VI. Biely Váh 46,2 km²	448,6 9,7	350,7 7,5	402,9 8,7	355,4 7,7	341,5 7,4	341,7 7,4
VII. Hybica 73,2 km²	271,0 3,7	339,0 4,6	415,0 5,6	352,0 4,8	306,0 4,2	375,0 5,1
Celé územie 478,9 km²	3529,9 7,3	2886,3 6,0	3227,8 6,7	2139,0 4,4	2863,7 5,9	2314,8 4,8

v rokoch 1977 až 1980 prírodné zdroje podzemných vôd v kryštaliniku sú 662,0 $l.s^{-1}$, čo zodpovedá špecifickému odtoku podzemných vôd 4,4 $l.s^{-1}.km^2$. Prírodné zdroje podzemných vôd v kvartérnych sedimentoch odvádzané povrchovými tokmi sú 2736,0 $l.s^{-1}$, čo zodpovedá špecifickému odtoku podzemných vôd 8,3 $l.s^{-1}.km^2$.

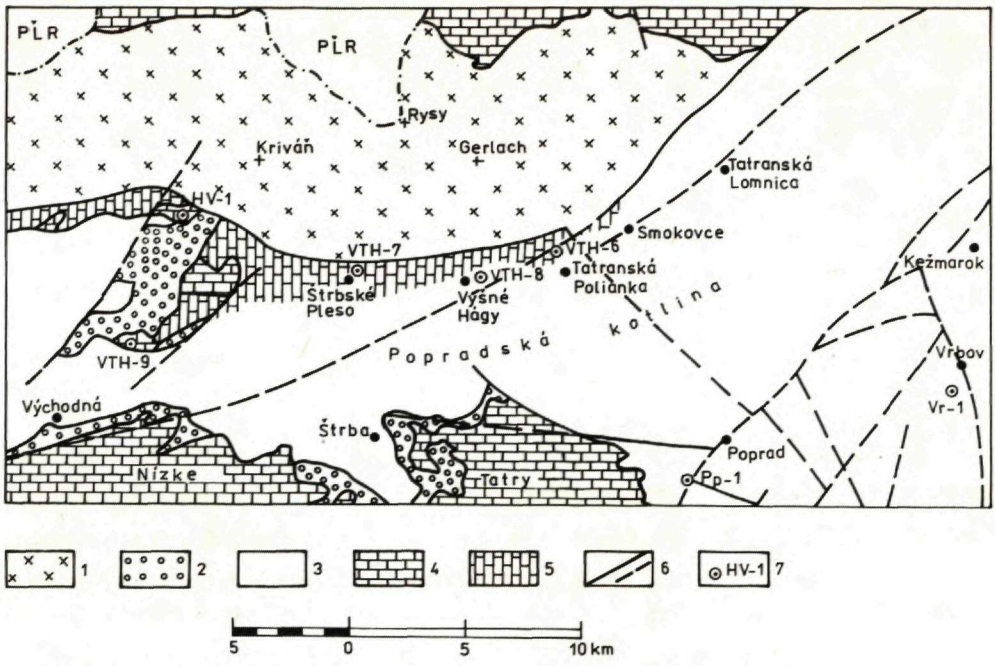
Pre posúdenie retenčnej schopnosti horninového prostredia granitoidov a kvartérnych sedimentov bol vypočítaný za roky 1975 až 1980 minimálny špecifický odtok podzemných vôd (tab. 60). Minimálny odtok podzemných vôd v jednotlivých bilancovaných oblastiach meraný na povrchových tokoch sa pohybuje od 9,7 do 2,0 $l.s^{-1}.km^{-2}$, pričom priemerná hodnota pre celé územie za roky 1975—1980 je 5,8 $l.s^{-1}.km^{-2}$. Rovnaké hodnoty minimálneho špecifického odtoku podzemných vôd vypočítal L. Melioris (1973) pre povodie Račkovho potoka 5,6 $l.s^{-1}.km^{-2}$, pre povodie Belej 4,9 $l.s^{-1}.km^{-2}$ a pre povodie Smrečianky 8,8 $l.s^{-1}.km^{-2}$. Ich vysoká hodnota poukazuje na značnú retenčnú schopnosť horninového prostredia. To je spôsobené hlbokým dosahom zóny odľahčenia a zóny zvetrávania v granitoidovom masíve, hlavne však veľkou hrúbkou glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov, ktoré vytvárajú v území nádrže podzemných vôd, pričom pokrývajú až 70,0 % hodnoteného územia.

Na význam kvartérnych sedimentov pre formovanie odtoku podzemných vôd poukazujú i rozdiely vo veľkosti minimálneho špecifického odtoku podzemných vôd. V granitoidoch v povodí Belianskeho potoka v profile na Troch studničkách bola jeho hodnota v rokoch 1977—1980 4,2—1,2 $l.s^{-1}.km^{-2}$, pritom z celej bilančnej oblasti Hybice v tom istom období bola 5,6—4,2 $l.s^{-1}.km^{-2}$ v priemere 4,9 $l.s^{-1}.km^{-2}$.

Vzťah podzemných vôd kvartérnych sedimentov k podložiu Podtatranskej kotliny

Rozsiahle geofyzikálne merania spolu s výsledkami vrtných prác preukázali, že pozdĺž podtatranského zlomu, v oblasti Vyšné Hágy a Tatranská Polianka a ďalej až po Nový Smokovec, sa nachádzajú pod kvartérnymi sedimentmi v hĺbke 380,0 až 100,0 m karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu (obr. 38) — (J. Májovský 1972, V. Hanzel 1979). V oblasti Štrbského plesa geofyzikálne merania poukazujú na pokračovanie karbonátov pozdĺž podtatranského zlomu pod glacigénnymi sedimentmi v hĺbkach väčších než 400,0 m. Ďalej na západ sa vynárajú vo forme mezozoických ostrovov v oblasti Troch studničiek — Hrubého grúňa a Hrádku. V hodnotenom území celková dĺžka tektonického styku kryštalinika so sedimentmi mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu je okolo 30,0 km. Podľa geofyzikálnych meraní a poznatkov z hlbokých hydrogeologických vrtov Vr-1 a HV-3 pri Vrbove najväčšie hrúbky (nad 1000,0 m) dosahujú flyšové sedimenty paleogénu v Popradskej kotline medzi Popradom a Kežmarkom (obr. 39, 40).

Informácie o podloží kvartérnych sedimentov boli získané i hydrogeologickými vrtmi. Na Štrbskom plese vrt VTH-7 v hĺbke 441,0 m nedosiahol po podložie kvartérnych sedimentov. Vrt VTH-8 východne od Vyšných Hágov v hĺbke



Obr. 38 Mapa rozšírenia mezozoika v predpolí Vysokých Tatier (podľa geologickej mapy ČSSR 1:200 000, čiastočne upravil V. Hanzel)
1 — kryštalinikum; 2 — bazálna litofácia paleogénu; 3 — flyšová litofácia paleogénu; 4 — mezozoikum na povrchu; 5 — mezozikum prekryté kvartérom; 6 — zlomy; 7 — hydrogeologické vrty

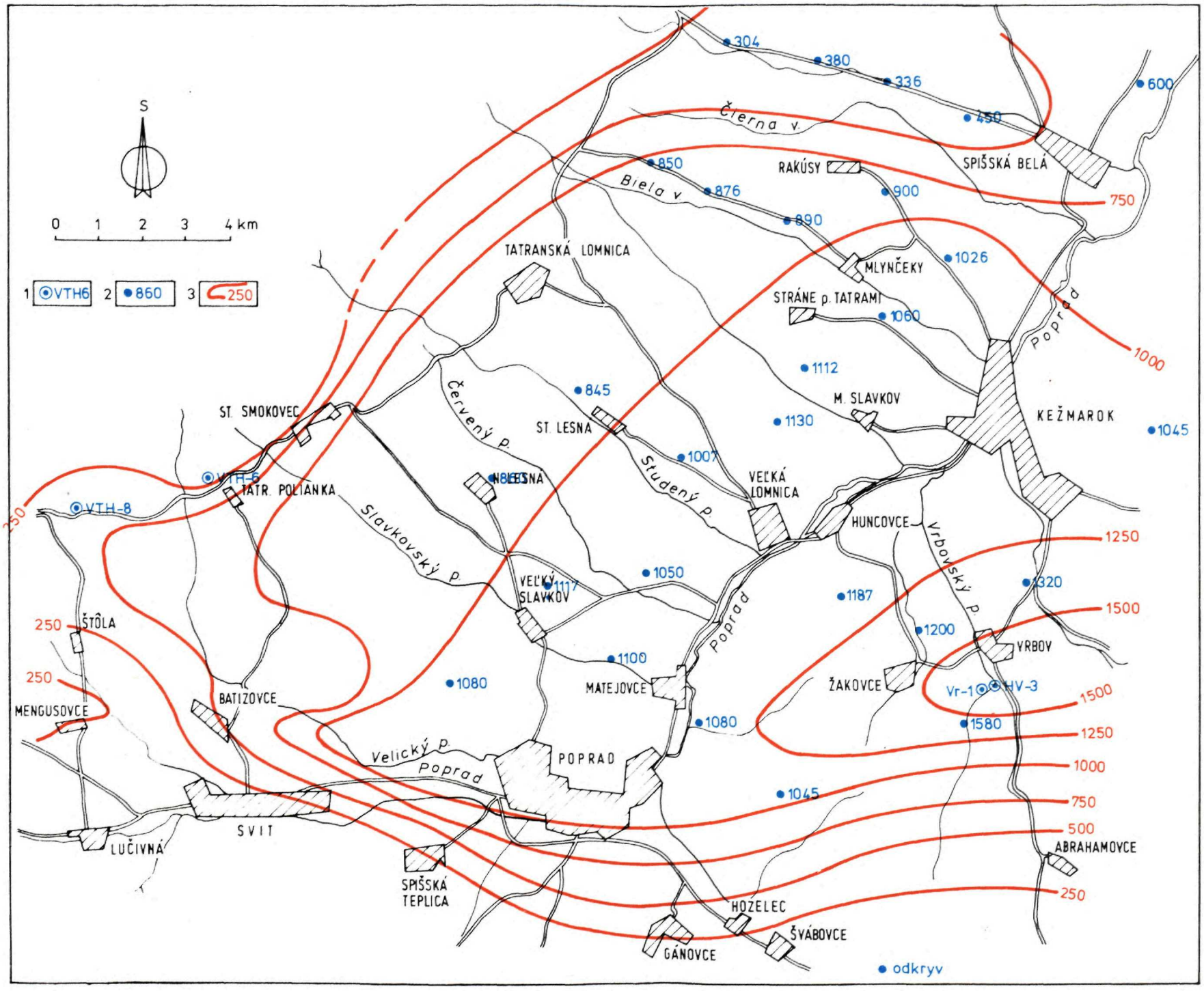
380,50 m zasiahol v sedimentoch polygenetickej sutiny, ktorá mala pomerne homogénne zloženie (granodioritový materiál), úlomky vápencov, čo by nasvedčovalo o blízkosti karbonátového podložia — bazálnej litofácie paleogénu a mezozoika.

Vrtom VTH-6 v Tatranskej Polianke boli v hĺbke 186,8—200,0 m prevŕtané brekciovité dolomity bazálnej litofácie paleogénu a pod nimi karbonáty triasu až neokómu, silne porušené.

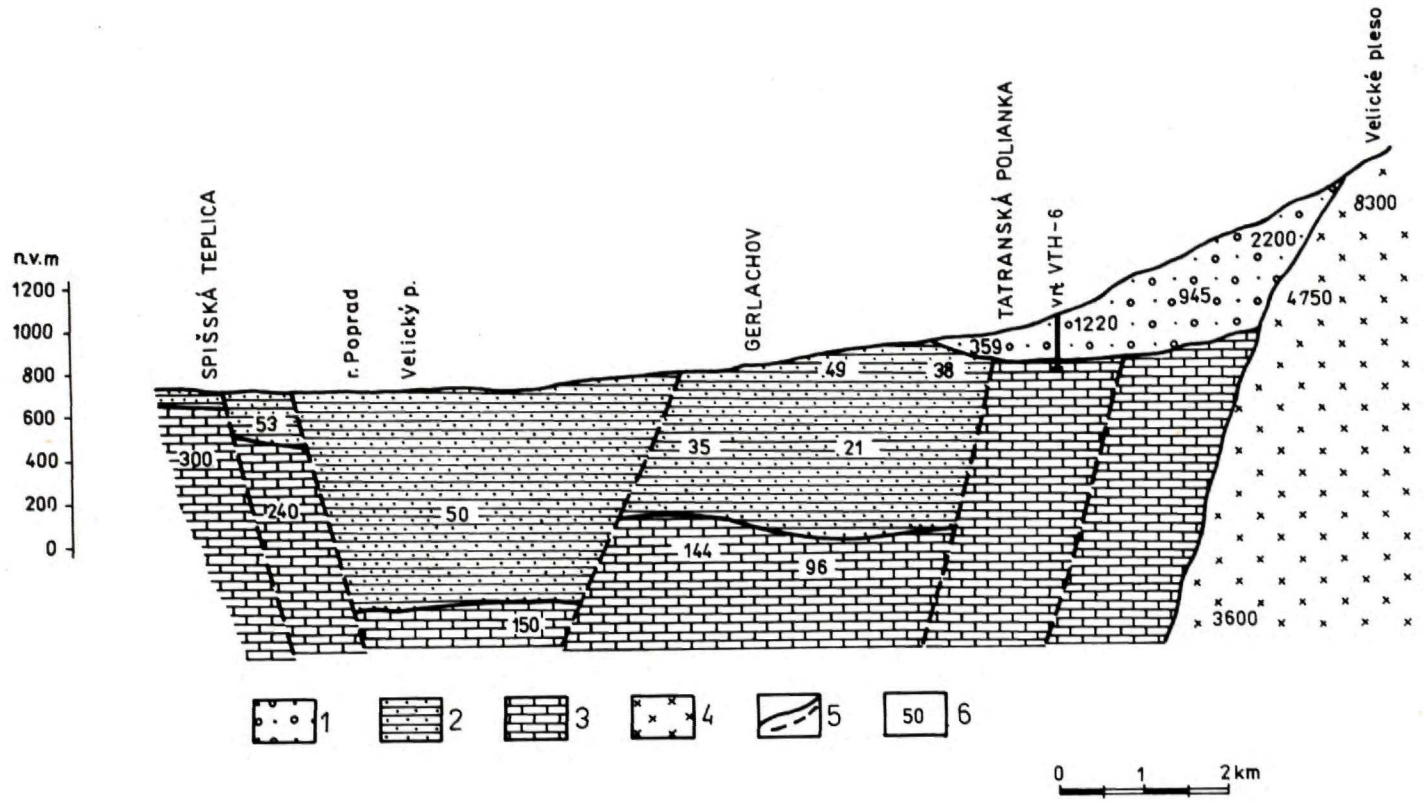
Poznatky o hydrogeologickej funkcii karbonátov v podloží kvartérnych sedimentov poskytli hydrogeologické vrty VTH-6 a VTH-8, resp. VTH-7, na ktorých bola v priebehu vrtných prác urobená termometria a resistivimetria.

Na vrte VTH-6 v Tatranskej Polianke výsledky rezistivimetrie (5. 3. 1974) poukazujú na vertikálny pohyb vody smerom k počve vrtu, a to v intervale 184,8 až 170,40 m (obr. 41a). V priebehu merania, pri použití metódy nálevu, sa vytvorilo fyzikálne rozhranie sladkej a zasolenej vody v hĺbke od 184,80 do 183,00 m, teda v mieste rozhrania kvartérnych sedimentov a silne porušených, skrasovatených karbonátov paleogénu a mezozoika.

Obdobne na vrte VTH-8 pri Vyšných Hágoch bola rezistivimetriou (17. 7.—21. 7. 1975) zaregistrovaná strata vody z vrtu v intervale od 370,0 do

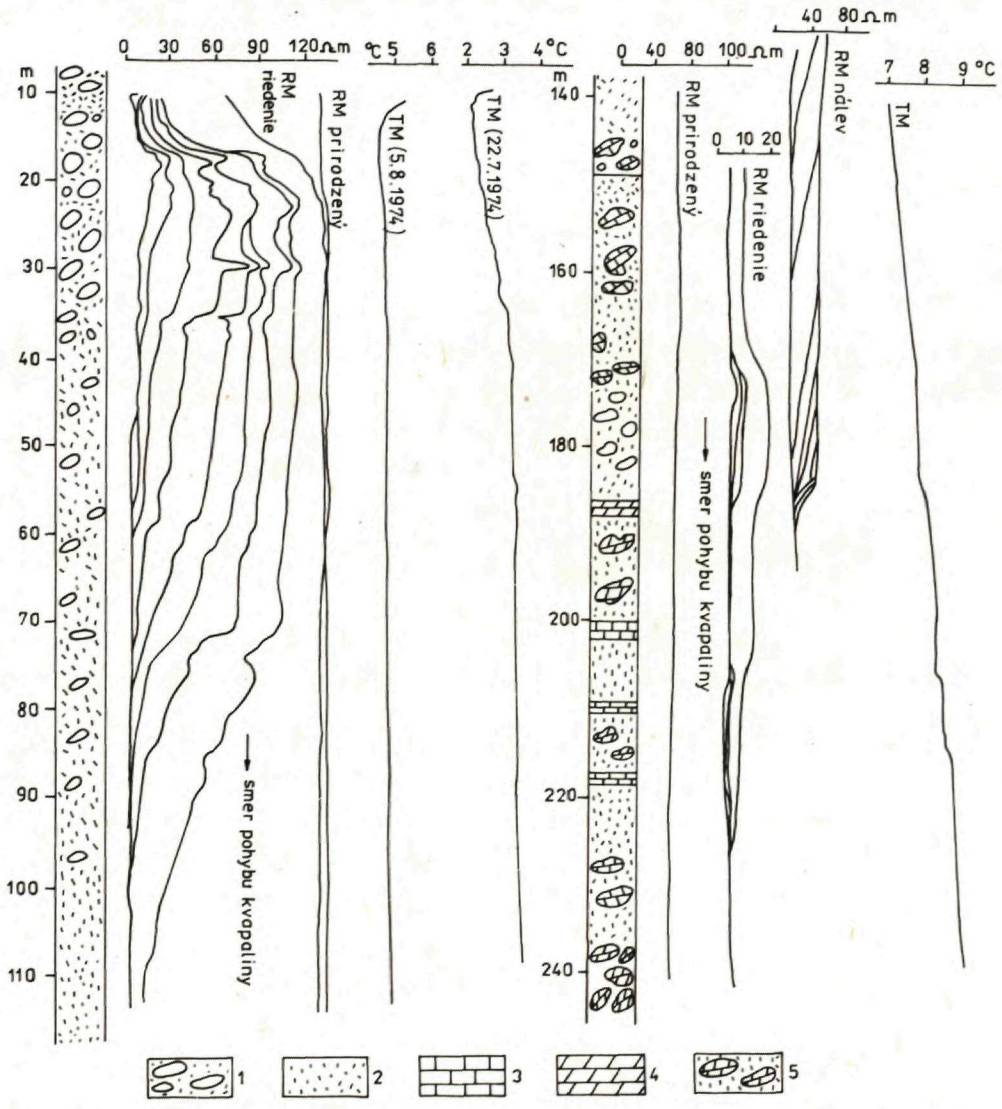


Obr. 39 Mapa hĺbok flyšového podložia paleogénu Popradskej kotliny (zostavil J. Májovský—V. Hanzel 1982)
1 — hydrogeologický vrt s hĺbkou podložia paleogénu; 2 — stanovište VES s hĺbkou podložia paleogénu; 3 — izolínie hĺbok podložia paleogénu



Obr. 40 Geologicko-geofyzikálny profil Popradskou kotlinou (profil VII), (zostavil V. Hanzel—J. Májovský 1980)
1 — kvartérne sedimenty; 2 — flyšová litofácia paleogénu; 3 — mezozoikum v celku; 4 — kryštalinikum; 5 — zlomy; 6 — merný odpor hornín (Ωm)

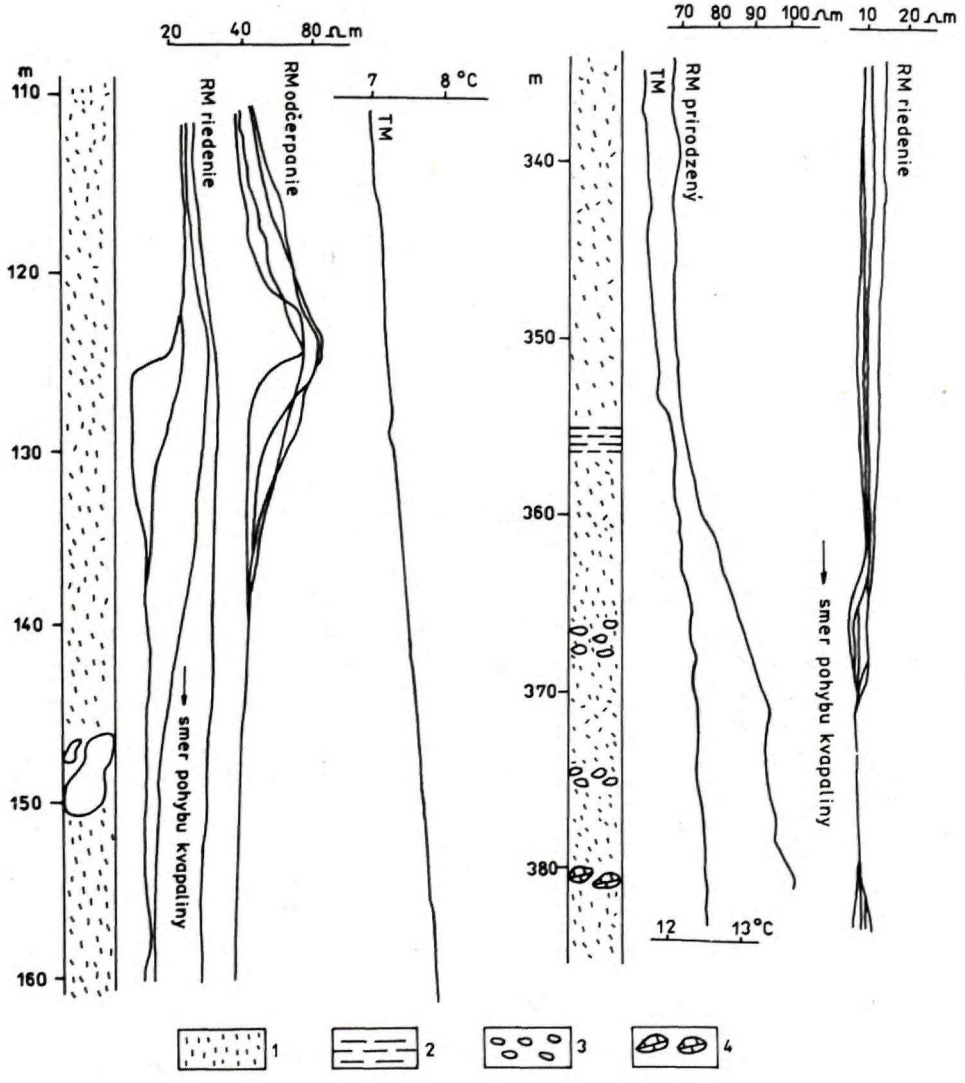
368,50 m a zistený vertikálny pohyb vody v hĺbke od 370,0 do 353,0 (obr. 41b), t. j. v blízkosti hĺbky, kde boli v kvartérnych sedimentoch zistené prvé úlomky vápencov. Pohyb kvapaliny smerom k počve vrtu bol zistený i v intervale 125,0—118,0 m.



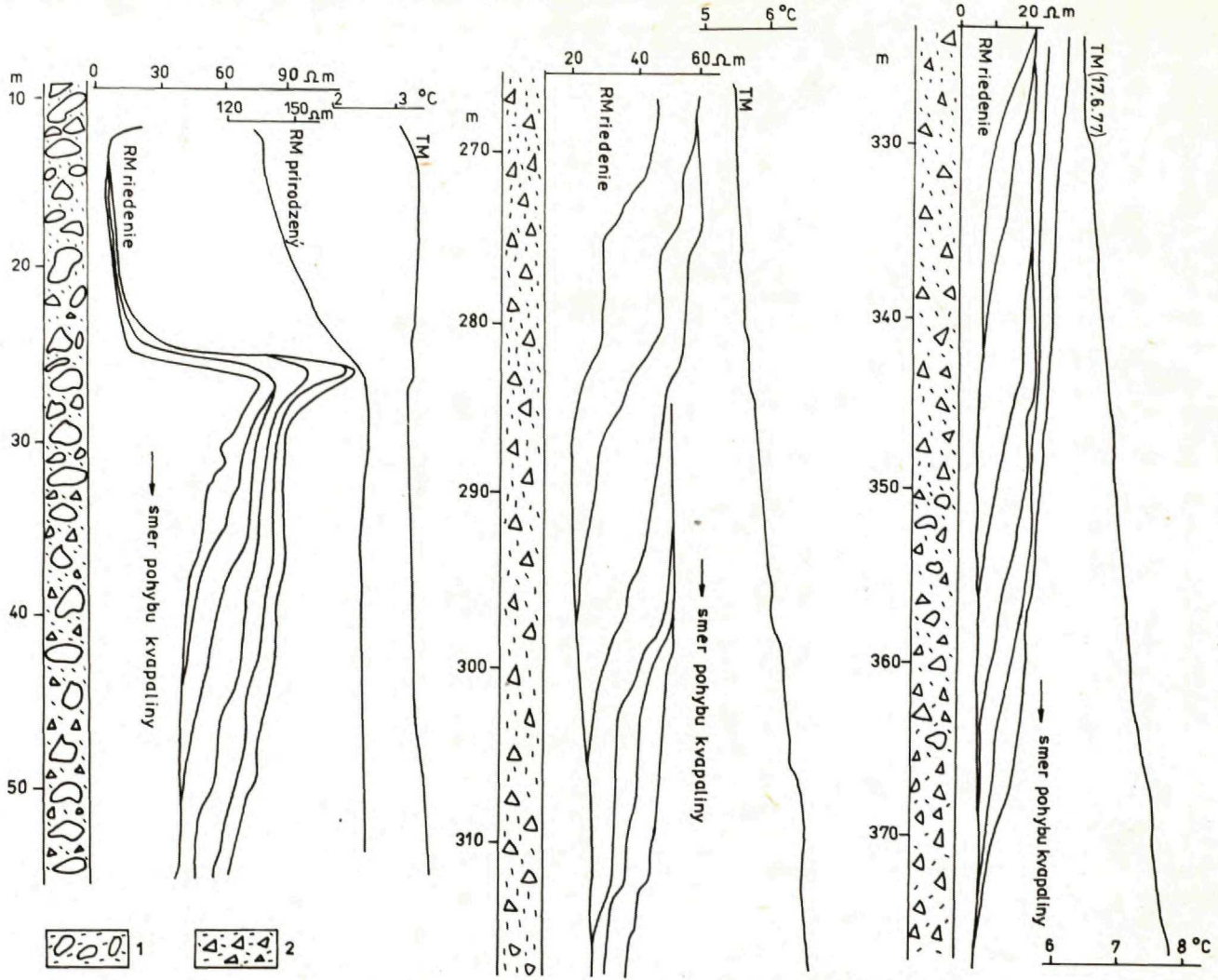
Obr. 41a Grafický záznam rezistivimetrie a termometrie z hydrogeologického vrtu VTH-6 (Tatranská Polianka)
Litologický profil vrtu:
1 — žulové balvany, valúny s pieskom, kvartér; 2 — piesok, kvartér; 3 — vápenec, mezozoikum; 4 — dolomity, mezozoikum; 5 — piesok s úlomkami a valúnmi vápencov, dolomitov

Vo vrte VTH-7 nad Štrbským plesom bol karotážnym meraním tiež zistený vertikálny pohyb vody smerom k počve vrtu, pričom k najvýraznejšiemu pohybu v počve dochádza od hĺbky okolo 250,0 m (obr. 41c).

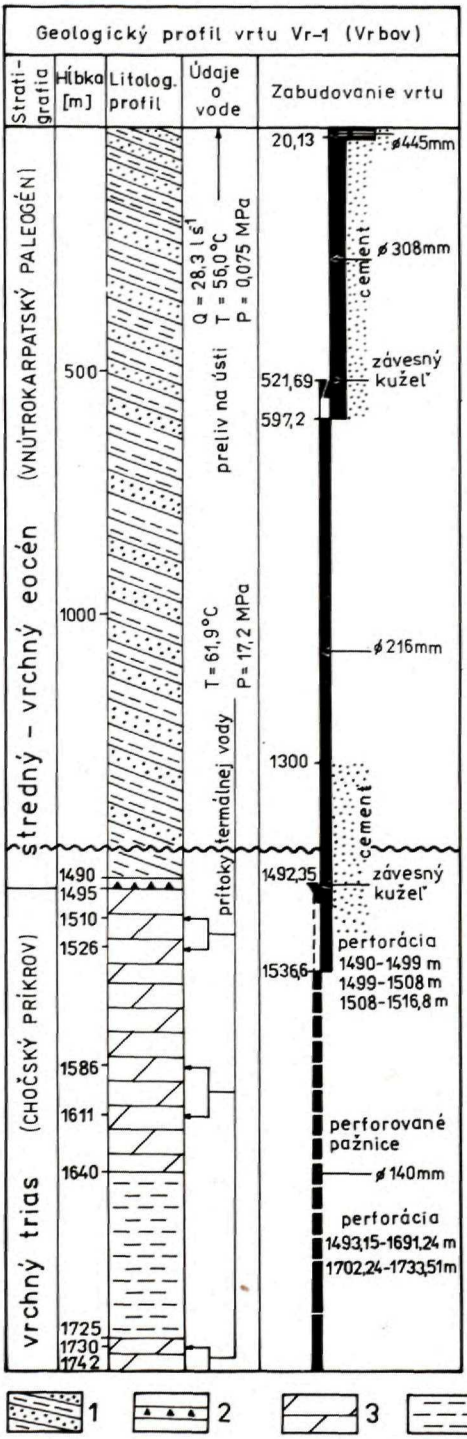
Sledovanie chemického zloženia podzemných vôd na vrtoch v priebehu vrtných prác ukázalo, že s hĺbkou sa nemení mineralizácia a chemické zloženie vôd. To by



Obr. 41b Grafický záznam rezistivimetrie a termometrie z hydrogeologického vrtu VTH-8 (Vyšné Hágy)
Litologický profil vrtu: 1 — stredno-hrubozrnný piesok, kvartér; 2 — hlina — silne zvetralý žulový materiál, kvartér; 3 — žulové valúny, kvartér; 4 — úlomky vápencov



Obr. 41c Grafický záznam rezistivimetrie a termometrie z hydrogeologického vrtu VTH-7 (Štrbské Pleso)
Litologický profil vrtu: 1 — žulové balvany, bloky s piesčitou výplňou, kvartér; 2 — silne zvetralé úlomky žuly, piesok, drť, kvartér



Obr. 42 Geologický profil a vystrojenie vrtu Vr-1 (Vrbov) s prítokom termálnej vody

tiež nasvedčovalo, že do vrtov nepritekajú podzemné vody z podložných karbonátov, ale dochádza k drénovaniu kvartérnych sedimentov.

Drénovanie kvartérnych sedimentov podložnými karbonátmi bolo zistené i mapovacím geologickým vrtom HV-1.

Tieto poznatky nasvedčujú, že karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu v poruchovom pásme podtatranského zlomu drénujú podzemné vody kvartérnych sedimentov a odvádzajú ich na juh pod flyšovú výplň Podtatranskej kotliny.

Podľa výsledkov bilančného hodnotenia za obdobie 1975 až 1980 zo zrážok spadnutých na hodnotené územie predstavuje neevidovaný skrytý odtok podzemných vôd v priemere 15,5 % Podstatná časť tejto zložky je zrejme drénovaná na podtatranskom zlome karbonátmi mezozoika a bazálnej lifotácie paleogénu. Tieto vody sa podieľajú na tvorbe termálnych vôd v Podtatranskej kotline. Geofyzikálne merania Popradskej kotliny (J. MÁJOVSKÝ 1976) i výsledky vrtných prác preukázali pod sedimentmi flyšovej litofácie paleogénu karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu (obr. 40). V nich sa vytvárajú nádrže termálnych vôd.

Potvrdzujú to výsledky z hlbokého geologického vrtu Vr-1 pri Vrbove (obr. 42) južne od Kežmarku. V hĺbke 1490,0 m—1742,0 m boli navŕtané termálne vody, s výdatnosťou prelivu na ústí vrtu 28,3 $l.s^{-1}$ pri tlaku 0,075 MPa a teplote vody 56,0 °C (tab. 61).

Tabuľka 61 Hydrogeologické údaje z vrtov do podložia paleogénu v Popradskej kotline

Vrt, lokalita, nadmor. výška	Litologický profil	Kolektor od–do	Dátum merania	Údaje z ústia vrtu				
				T. vody °C	výdatnosť (l . s^{-1})	mineralizácia (mg . l^{-1})	CO_2 (mg . l^{-1})	Typ vody (klasifikácia S. GAZDU)
Vr–1 Vrbov 657,14	0,0–1495,0 flyš zlepence, Pg –1742,0 dolomity lunz. vrstvy, T	1 490,0–1 640,0 1 725,0–1 742,0	17. 8. 1982	56,0	28,3	3990,0	508,6	Ca-Mg-HCO_3
HV–3 Vrbov 649,00	0,0–1594,0 flyš, zlepence, Pg –1609,0 dolomity, T, zhavarovaný	1 589,0–1 609,0	29. 3. 1982	11,5	0,01	4120,8	1126,4	Ca-Mg-HCO_3
ŠGH–1 Gánovce 628,70 m	0,0–23,5 flyš, Pg –150,0 vápence, dolomity, T	23,5–150,0	1978	25,7	0,2–1,4	3893,2	1610,0	Ca-Mg-HCO_3
Pp–1/66 Poprad 700,58	0,0–144,9 pieskovce –226,1 piesk., brek. zlepence, Pg 242,3 dolomity, T	226,1–242,3	20. 4. 1978	15,0	0,5	2690,0	1621,0	Ca-Mg-HCO_3

Poznámky: Pg – paleogén; T – trias.

Vody sú kalciovo-magnéziovo-bikarbonátového typu s mineralizáciou 3,9 $g.l^{-1}$. Kolektorom termálnych vôd sú karbonátové brekcie bazálnej litofácie paleogénu, hlavne však silne porušené triasové dolomity chočského príkrovu, nad ktorým sa nachádza 1500,0 m hrubý komplex flyšových sedimentov paleogénu. Smerom na juh sa postupne zmenšuje hrúbka flyšových sedimentov (obr. 39). V oblasti južne od Popradu a v Gánovciach boli minerálne vody navŕtané v karbonátoch chočského príkrovu v hĺbkach od 250,0 do 23,0 m, s teplotou vody od 25,9 do 12, 6 °C (V. Hanzel 1974b). Východne od Popradskej kotliny sa chočský príkrov nachádza aj pod Levočskými vrchmi.

V oblasti Klčov—Baldovce a Lipany boli termálne vody navŕtané v karbonátoch krížňanského príkrovu, resp. obalovej série, ktoré sú priamo v podloží vnútrokarpatského paleogénu.

Z uvedeného vidno, že ide o rozsiahlu štruktúru termálnych vôd v karbonátoch mezozoika chočského príkrovu, ktorá je rozčlenená radom zlomov na niekoľko menších krýh (V. Hanzel—J. Nemčok 1983).

Jednotlivé kryhy sú zakryté rôzne hrubým komplexom flyšových sedimentov paleogénu — od niekoľko desiatok metrov až do 1500,0 m. O. Franko (1979) vymedzuje východne od Vysokých Tatier až po Prešovskú kotlinu tzv. spišsko-šarišskú oblasť geotermálnych zdrojov, ktorú podľa súčasných poznatkov možno považovať za významnú prognóznu oblasť termálnych vôd.

Využívanie podzemných vôd a problémy ich ochrany

Súčasný stav využívania vôd

Pri bilancovaní potreby zdrojov vody a pri riešení problémov ich ochrany je východiskovým podkladom súčasný stav zásobovania, najmä z hľadiska zdrojov vody a ich územného dosahu. V stručnosti preto uvedieme súčasný stav zásobovania pitnou vodou podľa údajov VVAK Poprad a SeVAK Liptovský Mikuláš.

Podzemné vody z kryštalinika sú využívané len veľmi sporadicky, a to pre vysokohorské chaty a iné turistické zariadenia (chata pod Rysmi, zariadenie na Skalnatom plese). Využívané sú málo výdatné a nestále pramene zóny povrchového zvetrávania, a preto je ich výdatnosť v zimnom období nedostatočná. Väčšina vysokotatranských chát využíva na zásobovanie vodu z povrchových tokov a plies (tab. 62) — (Sliezsky dom, chata pri Popradskom plese, Zbojnícka, Téryho, Nálepkova, Brnčalova chata a chata kpt. Rašu), pre veľkú nadmorskú výšku a vzdialenosť prameňov s väčšou výdatnosťou od spotrebísk. Z mezozoika je využívaný iba prameň Kundrátovo a Ramžová, severne od Východnej a Važca.

Hoci kvartérne sedimenty Vysokých Tatier a ich južného predpolia majú veľké priestorové rozšírenie a je v nich zdokumentované okolo 2700,0 $l.s^{-1}$ prírodných zdrojov podzemných vôd, dosiaľ sa na zásobovanie využíva iba 90,0—100,0 $l.s^{-1}$ podzemných vôd (tab. 63). Využité sú iba pramene; tieto však majú veľmi kolísavú výdatnosť, a to od niekoľko desatín $l.s^{-1}$ až po niekoľko $l.s^{-1}$ (tab. 63).

Tabuľka 62 Lokálne využívané zdroje vody

Vodovod	Zdroj (č. v hg. mape)	Kto spravuje	Odberané množstvo $l \cdot s^{-1}$
Strážky	vŕtaná studňa	Školský majetok	0,3
Malý Slavkov	–„–	JRD	1,0
Veľká Lomnica	studňa	SŠM	0,6
Tatranské Zruby	prameň	Min. nár. obrany	2,0
Tatranské Matliare	prameň – 133	Min. nár. obrany	1,9
Vyšné Hágy	prameň a Rinčový potok	Liečebný ústav	15,0
Nová Polianka	p. Hromadná voda	KVÚS Košice	8,0
Stará Lesná	Studený potok	MNV	1,6
Tatranská Polianka	–„– 102	Liečebný ústav	6,5
Štrbské pleso	prameň – 36	VVAK Poprad	8,0
Popradské pleso	Ľadový potok	Tatranské hotely	1,3
Sliezsky dom	Velické pleso	–„–	4,5
Skalnaté pleso	zberný drén	ČSD	2,0
Chata kpt. Rašu	Beliansky potok	Prior Košice	0,3
Chata Kamzík	studňa–Studený potok	Tatranské hotely	0,4
Chata kpt. Nálepku	Malý studený potok	–„–	4,3

Tabuľka 63 Využívané množstvo vody v rokoch 1975–1980

Vodovod	Zdroj, číslo prameňa v hg. mape	Priemer. odobraté množstvo v $l \cdot s^{-1}$						Kto spravuje
		1975	1976	1977	1978	1979	1980	
Štrba – samostatný	Šulková–52 Pod kamen. brodom–55	16,4	18,3	17,0	14,2	15,8	17,1	VVAK Poprad
Štôla – skupinový	Pod Cestou slobody– – 104, Rinčov potok	9,9	10,0	11,1	11,8	10,3	13,8	–„–
Smokovce – skupinový	Päť prameňov–88 Šasinkov – 89 Nový Smokovec–97 Červený potok	33,1	29,7	31,8	32,1	35,5	35,0	–„–
Tatranský – skupinový	pr. Pod lesom – 109, 110, 111 Kamenný mostík–112	7,9	6,3	5,6	7,4	9,4	7,4	–„–
T. Lomnica – samostatný	pr. Kuzmanovo–140 pr. Východné–135 Studený potok	20,2	19,9	21,5	24,6	26,2	24,4	–„–
Kežmarský – skupinový	potok Biela voda	36,0	55,2	52,9	59,9	68,9	70,5	–„–
Gerlachov – samostatný	Starý a Nový pr.–144	2,4	1,9	1,3	1,4	1,9	1,8	–„–
Štrbské pleso – samostatný	potok Mlynica	11,6	11,2	10,4	13,1	12,8	16,1	–„–
Važec – samostatný	pr. Važec–19	3,9	3,6	3,3	3,6	2,3	*2,2	SeVAK L. Mikuláš
Hybe – samostatný	pr. Kundrátovo–18	5,3	6,3	8,1	5,3	4,1	4,1	–„–

* od 30. 1. 1980 je odber z prameňa Ramžová.

Z „vodovodu Štrbské pleso", ktorého zdrojom vody je priamy odber z potoka Mlynica (11,0 l.s^{-1}), je zásobované Štrbské Pleso.

Skupinový vodovod pre Smokovce zásobuje Dolný Smokovec, Horný, Nový a Starý Smokovec. Zdrojom vody je Päť prameňov, Sasinkov prameň v Novom Smokovci (pr. č. 88, 89, 97) a priamy odber z Červeného potoka (20,0 l.s^{-1}).

Vodovod v Tatranskej Lomnici má za zdroj vody: Kuzmanovo pramenisko (č. 140), Východné pramene (č. 135), priamy odber z Hlbokého potoka (6,0 l.s^{-1}) a v posledných rokoch novovybudovaný odber zo Studeného potoka (20,0 l.s^{-1}), ktorý zásobuje Eurocamp a Tatranskú Lesnú.

Kežmarský skupinový vodovod zásobuje obce Kežmarok, Ľubicu a Mlynčeky. Zdrojom vody je odber z potoka Biela voda (70,0 l.s^{-1}).

Tatranský skupinový vodovod zásobuje Matejovce, Mlynicu, Novú Lesnú, Veľký Slavkov. Zdrojom vody sú pramene Pod lesom (č. 109, 110, 111) a Kamenný mostík (pr. č. 112).

„Vodovod Vyšné Hágy" využíva prameň (1,0 l.s^{-1}) a priamy odber z Rinčového potoka (17,0 l.s^{-1}).

Skupinový vodovod zo Štôly zásobuje obce Batizovce, Lučivná, Mengusovce, Štôla. Zdrojom vody sú pramene Pod Cestou Slobody (č. 104) a odber z Veľkého Rinčového potoka.

Vodovod zo Štrby zásobuje obce Štrba a Tatranská Štrba. Ako zdroj vody sú využívané pramene Šulková (č. 52) a Pod kamenným brodom (pr. č. 55).

Važecký vodovod má zdroj prameň Važec (č. 19) a Ramžová pre zásobovanie Važca a hybský vodovod odoberá vodu z prameňa Kundrátovo (č. 18) na zásobovanie obce Hybe.

Zdrojom vody pre Novú Polianku je priamy odber z potoka Hromadná voda o výdatnosti 8,0 l.s^{-1} a pre obce Stará Lesná odber zo Studeného potoka (1,0 l.s^{-1}).

Ostatné menšie zdroje využité na lokálne zásobovanie menších spotrebísk sú uvedené v tabuľke 62.

Zdroje znečisťovania

Podzemné vody sú ustavične obnovovaným produktom kolobehu vody v prírode. Táto skutočnosť spôsobuje, že v priebehu svojho utvárania sa dostávajú do styku s atmosférou, pôdnym a vegetačným pokryvom i umelým zemským povrchom a stávajú sa tak objektom kumulovaného pôsobenia v podstate všetkých negatívnych dôsledkov ľudskej činnosti. Ak teda chceme objektívne riešiť problematiku ochrany podzemných vôd určitého prírodného celku, nemôžeme ich skúmať izolovane od jeho ostatných zložiek, s ktorými sú spojené mnohostrannými priamymi a nepriamymi väzbami.

Základné otázky, na ktoré musíme odpovedať pri riešení ochrany určitého prírodného celku, sú:

a) aký je celkový stupeň jeho antropogénneho znečisťovania, resp. iného negatívneho ovplyvňovania;

b) aká je celková kapacita jeho prirodzených obranných mechanizmov, schopných tieto negatívne vplyvy vylúčiť, resp. aspoň ustáliť.

Na podrobnú analýzu uvedených problémov v konkrétnych podmienkach skúmaného územia nemáme zatiaľ dostatok podkladov. Pomerne početné doterajšie výskumy neboli komplexne zamerané a sústreďovali sa iba na riešenie niektorých čiastkových otázok. Navyše sa takáto analýza pre svoj výrazne interdisciplinárny charakter vymyká z teoretických i interpretačných možností ktorejkoľvek vednej disciplíny zainteresovanej na riešení zložitej probelmatiky atropizácie a ochrany prírody. V ďalšom texte sa preto obmedzíme iba na sumarizovanie jestvujúcich poznatkov z pohľadu geologických vied a so zameraním na podzemné vody, ktoré spolu so zrážkovými a povrchovými vodami sú veľmi citlivým indikátorom celkového antropogénneho ovplyvnenia prírodného prostredia skúmaného územia.

Klasické zdroje znečisťovania ovplyvňujú chemické zloženie podzemných vôd v obmedzenej miere (priemysel — fluviogénne vody údolnej nivy Popradu pod Svitom a Popradom; poľnohospodárstvo — podzemné vody glacifluviálnych a paleogénnych sedimentov v predpolí Vysokých Tatier). Uplatňujú sa hlavne pevné a kvapalné odpady z intenzívne sa rozvíjajúceho cestovného ruchu a pozdĺž hlavných cestných komunikácií aj negatívne dôsledky motorizmu (výfukové plyny, posypové soli). Vzhľadom na to, že je prevažná časť skúmaného územia zalesnená, potenciálne značne negatívny vplyv na povrchové i podzemné vody môže mať aj ťažba dreva, hlavne ak je nevhodne riadená (holoruby). V určitých poveternostných podmienkach (hlavne z., resp. sz. cyklonálne situácie, brázda nízkeho tlaku nad strednou Európou) môžu byť na skúmané územie prinášané intenzívnejšie znečisťované zrážky z priemyselných oblastí západnej a strednej Európy.

Plynné a pevné exhaláty

Stupňom kontaminácie ovzdušia patrí skúmané územie medzi pomerne najmenej znečistené oblasti SSR. Priamo v ňom pôsobia iba malé, pritom však pomerne početné zdroje exhalátov s ročnými produkciami popolčeka do cca 50 t a SO_2 do cca 100 t. Hlavným znečisťovateľom ovzdušia v bezprostrednom okolí je Chemosvit, n. p., vo Svite, produkujúci ročne asi 6300 t plynných a pevných exhalátov (stav z r. 1981), z toho asi 800 t popolčeka, 3100 t SO_2, 2000 t CS_2 a 400 t H_2S. Vzhľadom na početnosť výskytu bezvetria (25 až 35 %) i častý výskyt j., jv. a jz. vetrov v Popradskej kotline (Š. Petrovič in M. Lukniš a kol. 1972) možno očakávať pomerne intenzívny vplyv tohto zdroja na značnú časť skúmaného územia. Podľa údajov z literatúry (L. Granat—R. Söderlung 1975) zdroje takejto kapacity môžu ovplyvňovať napr. tvorbu chemického zloženia zrážok v okruhu do 50 km.

Najintenzívnejším samočistiacim mechanizmom atmosféry je zrážková činnosť. Uplatňuje sa jednak vnútrooblačné vymývanie, ovplyvňované komplexom transportných a fyzikálno-chemických procesov prebiehajúcich v oblakoch, jednak podoblačné vymývanie prostredníctvom padajúcich hydrometeorov.

Aerosolové častice sú okrem mokrých procesov odstraňované z atmosféry aj gravitačnou sedimentáciou a fyzikálnou, resp. chemickou adsorpciou na objektoch

zemského povrchu. V tomto smere sa uplatňuje hlavne tepelná, resp. turbulentná koagulácia, kondenzácia pár na časticiach, Brownov pohyb, konvektívna difúzia, inerčné, resp. diferenciálne zrážanie a pod.

Z tabuliek 7 a 8 je zrejmé, že zrážkové vody skúmaného územia sú nositeľom významnej, v čase i v priestore (pozri vzrast mineralizácie s poklesom nadmorskej výšky) pomerne premenlivej mineralizácie s charakteristicky výrazným zastúpením zložiek poukazujúcich na antropogénne znečistenie atmosféry. Celkový atmosferický spád solí, vypočítaný z priemernej mineralizácie zrážkových vôd a ročných úhrnov zrážok sa pohybuje v rozmedzí 15—35 $t.km^{-2}.rok^{-1}$. Časť týchto solí, zodpovedajúca podzemnému odtoku, sa priamo zúčastňuje na tvorbe chemického zloženia podzemných vôd, časť vstupuje do rôznych interakcií s pôdnym pokryvom a ovplyvňuje jeho fyzikálno-chemické vlastnosti. Hydrochemický vplyv zrážkových vôd sa zvlášť výrazne uplatňuje u nízkomineralizovaných vôd kryštalinika, glaciálnych a glacifluviálnych sedimentov, u ktorých podiel solí atmosferického pôvodu môže tvoriť až 50 % i viac z ich celkovej mineralizácie.

V súvislosti so súčasnými i predpokladanými regionálnymi a globálnymi trendmi vývoja znečisťovania atmosféry (bližšie pozri S. GAZDA a kol. 1974, 1978) možno v budúcnosti počítať s ďalším vzrastom acidity, zvýšením mineralizácie a prehĺbením sulfátového charakteru zrážkových vôd, a tým aj s podstatným zintenzívnením ich vzájomných interakcií s pôdnym pokryvom i horninovým substrátom. V dôsledku sústavného pôsobenia kyslých zrážkových vôd i priamej absorpcie plynného SO_2 (zvlášť intenzívne sa uplatňuje v dobre prevzdušnených a priepustných pôdach predstavujúcich prevažnú časť pôd skúmaného územia) sa ďalej prehĺbi i proces acidifikácie pôd. Vplyvom znížených hodnôt pH môže sa zmeniť intenzita i smer zložitých geochemických a mikrobiologických procesov prebiehajúcich v pôdach, a tým aj ich produkčná schopnosť a ochranná funkcia.

Odpadové vody

Veľmi závažným hygienickým a hydrochemickým problémom je súčasný neuspokojivý stav v čistení odpadových vôd z rekreačných, turistických a liečebných zariadení. Celková produkcia odpadových vôd z týchto zariadení predstavuje približne 170 $l.s^{-1}$, t. j. 5,5 mil. $m^3.rok^{-1}$ (M. BERTA et al. 1977, M. SÝKORA 1980). Z celkového počtu evidovaných zdrojov znečistenia (44) iba v 5 prípadoch čistenie odpadových vôd vyhovuje, v 21 prípadoch je čistenie nevyhovujúce a v 18 prípadoch odpadové vody nie sú vôbec čistené (P. JECH 1978). Nízky čistiaci efekt vybudovaných čistiarní odpadových vôd súvisí jednak s niektorými špecifikami skúmaného územia (hlavne extrémne klimatické podmienky negatívne ovplyvňujúce najmä biologický stupeň čistenia a proces vyhnívania kalu), jednak s ich prevažujúcim látkovým i objemovým preťažením. Napr. na čistiareň odpadových vôd v Podbanskom, ktorá je dimenzovaná na priemerný prietok 3,2 $l.s^{-1}$, je v súčasnosti privádzané dvojnásobné množstvo odpadových vôd a v obdobiach zvýšenej hladiny podzemných vôd až 15 $l.s^{-1}$ zmiešaných vôd, čo vyvoláva havarijné situácie v jej prevádzke. V prípade čistiarne odpadových vôd Smokovce

v dôsledku netesnosti kanalizačného zberača je časť odpadových vôd infekčného charakteru bez čistenia odľahčovaná do recipientu.

Vplyv surových, resp. nedostatočne vyčistených odpadových vôd na kvalitu povrchových a podzemných vôd je lokálne značný. Dokumentujú to početné prípady uvádzané P. JECHOM (1978), M. BERTOM et al. (1977) a ďalšími. Napr. Beliansky potok pod vyústením odpadových vôd z tuberkulóznej liečebne v Tatranskej Kotline vykazuje mineralizáciu až 820 $mg.l^{-1}$, BSK_5 až 230 mg $O_2.l^{-1}$, obsah NH_4^+ až 27 $mg.l^{-1}$ a obsah *B. coli* až 3,75 mil. jed..ml^{-1}. Skalnatý potok pod stanicou lanovky na Skalnatom plese v období nízkych prietokov vykazuje mineralizáciu až 733 $mg.l^{-1}$, BKS_5 až 198 mg $O_2.l^{-1}$, obsah NH_4^+ až 128 $mg.l^{-1}$ a obsah *B. coli* až 1,3 mil. jed..ml^{-1}. Tento potok často vysýcha a jeho korytom odtekajú iba odpadové vody s mineralizáciou až 1,5 $g.l^{-1}$, obsahom NH_4^+ až 250 $mg.l^{-1}$ a BKS_5 až 465 mg $O_2.l^{-1}$. Pomerne výrazné znečistenie bolo zistené aj v Zelenom potoku pod Brnčalovou chatou, v Bielom potoku pod bývalou Kežmarskou chatou, v pravostrannom prítoku Studeného potoka pod chatou Kamzík, v potoku Mlynica pod vyústením odpadových vôd z čistiarne odpadových vôd Smokovce atď.

Hydrometrovaním sa zistilo (V. HANZEL 1974a), že v horných častiach uvedených i ďalších povrchových tokov dochádza k infiltrácii ich vôd do glaciálnych, glacifluviálnych a polygenetických sedimentov. Značná časť znečistenia transportovaného týmito tokmi má teda možnosť vstupovať do podzemného obehu a kontaminovať podzemné vody.

Z tatranských plies sú znečisťovaním a eutrofizačnými vplyvmi zasiahnuté najmä tie, ktoré sú situované v turisticky najfrekventovanejších oblastiach a v blízkosti ktorých sú vybudované zariadenia cestovného ruchu s celoročnou prevádzkou. Charakteristickým príkladom je Popradské pleso, do ktorého sú cez jednoduchý septik zaústené odpadové vody z horského hotela v množstve asi 0,8 $l.s^{-1}$. Porovnanie výsledkov zistených v rokoch 1962 a 1976 (M. ERTL 1978) dokumentuje výrazné zvýšenie obsahu amoniakálneho dusíka (z maximálnych hodnôt 0,1 $mg.l^{-1}$ v r. 1962 až na 2,7 $mg.l^{-1}$ v r. 1976), organického dusíka a chemickej spotreby kyslíka. Na rastúci stupeň eutrofizácie plesa poukazuje aj zvýšená abundancia niektorých druhov fytoplanktónu a najmä zoobentosu, ako aj silne vyvinutý perifytón s prevahou konzumentov a masovým zastúpením druhov charakteristických pre vody s vysokým obsahom organických látok.

Stručnú zmienku si zasluhujú aj kaly z čistiarní odpadových vôd, ktorých celková produkcia v skúmanom území je asi 15 000 $m^3.rok^{-1}$ (O. PIŠOFT—M. GAMBATÝ 1974) a ktoré vzhľadom na svoje vysoké mikrobiálne oživenie pôsobia hlavne ako intenzívne zdroje bakteriologickej kontaminácie podzemných vôd. V 1 ml vyhnitého kalu z čistiarne odpadových vôd v Štrbskom plese je napr. prítomné 2.10^3 *E. coli*, $2{,}10^8$ psychrofilov, 5.10^6 mezofilov a 7.10^3 sporulujúcich baktérií (K. BRYS 1975). Z tabuľky 64, v ktorej sú zhrnuté výsledky chemických analýz vyhnitých kalov skúmaného územia, je zrejmé, že tieto môžu byť zdrojom aj určitej anorganickej i organickej kontaminácie povrchových a podzemných vôd, a v jej rámci i niektorých toxických, resp. biogénnych kovov (Al, Fe, Cr, Cu, Mn, Zn, Ti atď. — bližšie S. GAZDA et al. 1978).

Tabuľka 64 Chemické zloženie vyhnitých kalov (O. PIŠOFT – M. GAMBATÝ 1974)

Zložka	Lokalita					
	Štôla štrbin. nádrž	N. Polianka štrbin. nádrž	Tatranská Lomnica štrbin. nádrž	Tatranská Polianka kalové pole	Poprad kalové pole	Štrbské pleso otv. vyhnívacia nádrž
pH	7,0	7,2	5,2	6,4	7,4	7,0
sušina %	10,8	3,1	8,1	4,1	2,3	8,2
organ. podiel %	39,7	61,5	60,4	71,9	60,8	57,5
celkový N g . kg^{-1}	1,8	46,8	39,1	55,8	86,9	24,2
celkový P g . kg^{-1}	0,3	1,0	1,1	1,2	7,8	0,3
mastné kyseliny CH_3 COOH mg.l^{-1}	46,8	48,0	2732,0	1347,6	481,2	598,8
Ca g . kg^{-1}	27,1	5,8	9,4	7,3	35,0	8,5
Mg g . kg^{-1}	19,1	14,8	18,2	6,2	13,0	4,9
K g . kg^{-1}	6,9	1,8	1,9	1,4	2,8	4,0
Na g . kg^{-1}	18,1	1,1	27,0	10,7	11,4	3,6

Hlavným znečisťovateľom rieky Poprad, a tým aj podzemných vôd fluviálnych sedimentov jej údolnej nivy je Chemosvit, n. p., vo Svite, ktorý vypúšťa asi 160 $l.s^{-1}$ nedostatočne vyčistených odpadových vôd s celkovou mineralizáciou asi 5,5 $g.l^{-1}$ a s obsahom síranov asi 2 $g.l^{-1}$ (stav z r. 1981).

Pod zaústením týchto vôd do Popradu mineralizácia jeho vôd dosahuje až 1,4 $g.l^{-1}$, obsah síranov až 850 $mg.l^{-1}$, obsah sodíka až 230 $mg.l^{-1}$ a obsah chloridov až 70 $mg.l^{-1}$. V porovnaní so stavom nad zaústením sa koncentrácia síranov v ročnom priemere približne zvyšuje 70×, koncentrácia sodíka 45× a koncentrácia chloridov 15×. Navyše tento závod nemá vyhovujúco vyriešené ani skladovanie odpadových kalov a často tu dochádza i k havarijným únikom rôznych chemikálií do rieky Poprad. Napr. v r. 1971 únik asi 2700 kg koncentrovanej H_2SO_4, v r. 1972 únik asi 1130 kg koncentrovaného NaOH atď. (F. PASTOREK—J. KRAVEC 1974).

Druhým hlavným znečisťovateľom rieky Poprad sú odpadové vody z čistiarne odpadových vôd v Poprade (asi 13 500 $m^3.deň^{-1}$), ktorá je vzhľadom na napojenie celého radu priemyselných závodov kapacitne preťažená a vykazuje nízky čistiaci efekt. Ďalšími menšími zdrojmi odpadových vôd (spolu asi 1,2 mil. $m^3.rok^{-1}$) sú Tatrasmalt, n. p., v Matejovciach; Tatraľan, n. p., v Kežmarku; Východoslovenské mliekárne, n. p., vo Veľkej Lomnici a verejné kanalizácie v Kežmarku a Spišskej Belej.

Cestovný ruch

Vysoké Tatry sú jedným z najatraktívnejších centier cestovného ruchu v celej strednej Európe. Ich návštevnosť v posledných rokoch prudko stúpa a v súčasnosti už dosahuje približne 3,5 mil. osôb ročne. Pre r. 2000 sa predpokladá, že Vysoké Tatry celkove navštívi asi 5 mil. ľudí. V niektorých najfrekventovanejších lokali-

tách dochádza k enormnej koncentrácii ľudí, a tým aj k intenzívnemu znečisťovaniu prírodného prostredia. Napr. Areál snov na Štrbskom plese v priemernom dni navštívi 15 000—18 000 ľudí, v špičkovom dni až 35 000 ľudí a v dňoch významných športových podujatí až 140 000 ľudí (E. DUBOVSKÝ 1973, J. PSOTKA 1974, F. BENČAŤ et al. 1978).

V posledných rokoch výrazne vzrastá aj návštevnosť vysokohorského pásma. Dňa 15. 8. 1974 bolo od 15 do 19 hod. na vysokohorských trasách celkove napočítané 17 678 osôb (E. DUBOVSKÝ 1974). Podľa O. CHUDÍKOVEJ a I. CHUDÍKA (1978) v priemernom dni letnej sezóny 1976 celková návštevnosť vysokohorského pásma bola 23 382 osôb. V hlavnej sezóne (júl—september) okolie Téryho chaty celkove navštívi asi 60 000 ľudí. Celková ročná návštevnosť Skalnatého plesa sa odhaduje na viac než 1,0 mil. osôb.

Jedným z hlavných negatívnych dôsledkov cestovného ruchu je znečisťovanie prírodného prostredia pevnými odpadmi. Produkcia pevných odpadov v jednotlivých vysokohorských chatách sa pohybuje v rozmedzí 60 až 800 $m^3.rok^{-1}$ a celkove predstavuje asi 2700 $m^3.rok^{-1}$ (J. BALLER 1975). Tieto odpady sa ukladajú na neorganizované skládky v blízkosti chát bez ohľadu na čo len najzákladnejšie požiadavky ochrany prostredia. Značné je tiež znečisťovanie vysokohorského prostredia rozptýleným pevným odpadom.

Celková produkcia pevných odpadov v zvozovej oblasti Svit—Batizovce—Gerlachov—Lučivná—Štrba—Tatranská Štrba—Mengusovce—Štôla sa v posledných rokoch pohybuje na úrovni asi 7000 t ročne a v zvozovej oblasti Smokovce—Tatranská Lomnica—Štrbské Pleso na úrovni asi 3500 t ročne (J. BALLER 1975, J. JASOVSKÝ 1975). Predstavuje to špecifickú produkciu pevného odpadu 400—450 $kg.obyv.^{-1}.rok^{-1}$ (v prepočte na stálych obyvateľov), čo je viac než dvojnásobok produkcie vo veľkostne porovnateľných sídlach mestského typu. Z tabuľky 65, ktorá zhrňuje jestvujúce údaje o zložení pevných odpadov skúmaného územia, je zrejmé podstatne väčšie zastúpenie obalových materiálov (kovy, umelé hmoty, papier) v odpadoch z hlavného rekreačného pásma Vysokých Tatier (Smokovce, Štrbské Pleso) v porovnaní s bežným mestským domovým odpadom (Poprad, Svit, Kežmarok).

Pevné odpady z hlavného rekreačného pásma Vysokých Tatier sa ešte v nedávnej minulosti ukladali na troch neorganizovaných a hydrogeologicky nevhodne založených skládkach — juhovýchodne od obce Smokovce (najväčšia na ploche 400 × 200 m), južne od Štrbského Plesa pri ceste do Tatranskej Štrby a v Tatranskej Lomnici. Vzhľadom na to, že tieto skládky neboli vhodným spôsobom asanované, i v súčasnosti sa z nich zrážkovými vodami vyluhuje značné množstvo organických a anorganických látok intenzívne kontaminujúcich povrchové i podzemné vody okolia. Názorne to dokumentujú laboratórne výluhy sušeného zvyšku pevných odpadov skládky Smokovce (J. BALLER 1975), v ktorých okrem vysokých hodnôt BSK_5 (až 8,5 g $O_2.l^{-1}$) sa zistil aj vysoký obsah SO_4^{-2} (až 2,1 $g.l^{-1}$), Cl^- (až 0,8 $g.l^{-1}$), Ca^{+2} (až 1,6 $g.l^{-1}$), Mg^{+2} (až 1,4 $g.l^{-1}$), K^+ (až 0,55 $g.l^{-1}$) a NH_4^+ (až 0,3 $g.l^{-1}$). Charakteristicky vysoký bol aj obsah toxických kovov, medzi nimi hlavne zinku (až 110 $mg.l^{-1}$) a menej i medi, resp. niklu. Mnohé organické látky vznikajúce pri rozklade organickej hmoty odpadov (napr. kyselina

Tabuľka 65 Priemerné zloženie pevných odpadov skúmaného územia (podľa J. BALLERA 1975)

Zložka %	Smokovce	Štrbské Pleso	Poprad	Svit	Kežmarok
kovy	5,61	10,65	2,25	2,70	2,91
umelé hmoty	2,93	7,71	1,49	2,98	2,21
textil	2,55	2,97	1,92	1,72	1,88
papier	14,34	33,73	7,87	9,11	4,27
zvyšok	74,85	44,93	84,16	83,47	89,09
popol	63,12	52,45	76,37	58,35	70,11
organ. podiel	36,88	47,54	26,27	41,64	29,22
uhlík	19,67	23,21	18,69	18,25	15,03
vodík	3,17	5,73	1,43	2,43	3,11
chlór	0,65	0,43	0,93	0,63	0,95
dusík	0,83	1,07	0,60	0,95	0,63
síra	1,42	0,74	1,06	0,98	0,78
fosfor	0,16	0,78	0,04	0,09	0,09

Poznámka: V prvej časti tabuľky je uvedená triediaca analýza, v druhej časti výsledky chemických analýz sušeného zvyšku tvoriaceho až 55–90 % odobraných vzoriek odpadu (august – október 1975).

citrónová, vínna a salycilová, katechol) pôsobia ako intenzívne komplexotvorné činidlá. Ich pôsobením sa mnohé toxické prvky stabilizujú v kvapalnej fáze vo forme odolných metal-organokomplexov s veľmi dobrou migračnou schopnosťou.

V dôsledku intenzívneho organického znečistenia a jeho mikrobiálnej degradácie v bezprostrednom okolí skládky sa vytvára redukčná zóna charakterizovaná neprítomnosťou rozpusteného kyslíka, zvýšenou teplotou vody, zvýšenou mineralizáciou, intenzívnym bakteriálnym oživením, vysokým obsahom CO_2, amoniaku a dvojmocného železa a niekedy i deficitom dusičnanov. V smere prúdenia podzemných vôd sa táto zóna postupne vytráca, pričom jej celkový dosah závisí hlavne na charaktere organického znečistenia zo skládky a na hydrogeologických pomeroch v jej okolí (bližšie S. GAZDA et al. 1978).

Okrem pevných odpadov sa významne uplatňuje aj rozptýlená fekálna kontaminácia súvisiaca s pohybom návštevníkov vo vysokohorskom prostredí. Stupeň zaťaženia prírodného prostredia týmto činiteľom možno identifikovať na základe jestvujúcich údajov o návštevnosti, resp. o množstvách a zložení ľudských exkrementov (P. R. DUGAN 1972). V ročnom priemere ide o približne 3000 až 4000 m^3 fekálií s obsahom asi 14 t dusíka, 9 t chlóru, 3,5 t sodíka, 3 t draslíka, 2 t fosforu a 1,5 t síry.

Motorizmus

Podľa E. DUBOVSKÉHO (1973) v r. 1972 pri návštevnosti Vysokých Tatier približne 2,1 mil. osôb priemerný denný počet dopravných prostriedkov bol 5900, z čoho 300 boli autobusy. V ten istý rok iba na strážených parkoviskách v Starom Smokovci, Tatranskej Lomnici a Štrbskom Plese celkove parkovalo takmer 150 000 motorových vozidiel. Počas špičkovej návštevnosti Areálu snov na

Štrbskom Plese sa iba na tejto lokalite eviduje asi 8000 motorových vozidiel denne. Koncom augusta 1975 na štyroch vybraných lokalitách (križovatky Štrbské Pleso—Podbanské—Starý Smokovec, Starý Smokovec—Veľká Lomnica—Tatranská Lomnica a Tatranská Lomnica—Veľká Lomnica — Ždiar zotavovňa Vyšné Hágy (P. Benčať et al. 1978) namerali frekvenciu 180—380 vozidiel za hodinu.

Pretože zaťaženosť územia motorizmom je funkciou jeho návštevnosti, možno predpokladať, že súčasná frekvencia automobilovej dopravy vo Vysokých Tatrách je v porovnaní s uvedenými štatistickými údajmi úmerne vyššia.

Negatívne dôsledky motorizmu spočívajú hlavne v znečisťovaní atmosféry kysličníkom uhoľnatým, kysličníkmi dusíka, nespálenými uhľovodíkmi, zlúčeninami olova a kadmia a karcinogénnymi látkami. Každý liter benzínu obsahuje 0,5 až 1,0 g olova v podobe tetraetylolova, resp. tetrametylolova v kombinácii s 1,2-dichloretánom alebo 1,2-dibrometánom. Približne 75 % tohto množstva sa vylučuje výfukovými plynmi vo forme pevných halidov Pb, s rozmerom častíc prevažne pod 2 μ.

Kadmium je do ovzdušia emitované hlavne dieselovými motormi. Z karcinogénnych látok si zasluhujú pozornosť polycyklické aromatické uhľovodíky, hlavne 3,4-benzpyrén, prítomný vo výfukových plynoch v koncentráciách 5—120 $g.m^{-3}$.

Vzhľadom na veľkú frekvenciu automobilovej dopravy na hlavnej cestnej komunikácii Vysokých Tatier, na Ceste slobody, celkové znečistenie ovzdušia v jej okolí je pomerne značné. Dokumentujú to jednorazové merania HMÚ v lete 1973, ktoré v dopravnej špičke vykázali maximálne hodnoty CO 8 $mg.m^{-3}$, NO_2 54 $mg.m^{-3}$, NO 92 $mg.m^{-3}$ a Pb 4,72 $mg.m^{-3}$ (In F. Benčať et al. 1978). Pre porovnanie uvádzame, že v dopravných podmienkach Nitry, ktorou prechádza jedna z najfrekventovanejších cestných komunikácií SSR, bol vo vzduchu zistený priemerný obsah olova 5,08—24,9 mg $Pb.m^{-3}$ (J. Supka—M. Porubská 1975).

V asimilačných orgánoch rôznych drevín pozdĺž cestných komunikácií vo Vysokých Tatrách sa zistilo 10 až 100-násobné zvýšenie obsahu olova, 10 až 60-násobné zvýšenie obsahu kadmia a 2 až 10-násobné zvýšenie obsahu chloridov (aktívna zložka posypových solí) v porovnaní s kontrolnými lokalitami neovplyvnenými automobilovými emisiami. V okolí križovatky Starý Smokovec—Veľký Slav-

Tabuľka 66 Obsah olova v pôdach pozdĺž hlavných cestných ťahov vo Vysokých Tatrách

Tatranská Lomnica – cesta od St. Smokovca, profil za odbočkou do Veľkej Lomnice		Starý Smokovec – cesta do Tatranskej Lomnice, profil za odbočkou do Popradu		Horáreň Tri studničky – cesta Štrbské Pleso–Podbanské, profil v úrovni horárne	
vzdialenosť od cesty (m)	Pb (ppm)	vzdialenosť od cesty (m)	Pb (ppm)	vzdialenosť od cesty (m)	Pb (ppm)
30	22	30	60	30	22
10	28	10	59	10	23
1	100	1	231	1	61
1	67	1	129	1	59
10	22	10	25	10	33
30	21	30	25	30	24

Poznámka: Profily sú robené v smere S–J. Analýzy – Laboratórne stredisko GP Spišská Nová Ves.

kov—Tatranská Lomnica zistil P. BENČAŤ et al. (1978) v ihličí smreka pri ceste obsah 45,7 mg Pb.kg^{-1}, vo vzdialenosti 50 m od cesty obsah 6,26 mg Pb.kg^{-1} a vo vzdialenosti 100 m obsah 3,13 mg Pb.kg^{-1}. Štatisticky významné zvýšenie obsahu olova bolo pozorované až do vzdialenosti 200 m od cesty. Olovo zachytené v emisnom prachu na povrchu asimilačných orgánov drevín sa vymýva zrážkovými vodami a hromadí sa v pôde. V tabuľke 66 sú zhrnuté výsledky nášho orientačného výskumu distribúcie olova v pôdach pozdĺž hlavných cestných ťahov vo Vysokých Tatrách. Podobne ako v drevinách, aj v pôdach pozorujeme postupný pokles obsahov olova so vzdialenosťou od cesty.

V súvislosti s prudkým rozvojom automobilizmu vo Vysokých Tatrách veľký počet verejných táborísk (predovšetkým tie, ktoré ležia v bezprostrednej blízkosti prístupových ciest) sa postupne živelne premenil na autokempingy s nedostatočnou hygienickou vybavenosťou; ich okolie je intenzívne znečisťované odpadmi a fekáliami.

Ťažba dreva

Z celkovej plochy lesov v TANAP-e (38 400 ha) tvoria 43 % produkčné lesy. V r. 1966—1974 tu bolo celkove vyťažených 727 247 m^3 dreva (bez kôry, pri pni), zhruba rovnaká ťažba sa predpokladá aj pre desaťročie 1975—1984 (C. GREGUŠ—M. GREGUŠ 1978).

Ťažba dreva výrazne ovplyvňuje kolobeh látok v lesných ekosystémoch.

Zo zvyškov po ťažbe dreva (asi 25 % objemu vyťaženého dreva) sa predovšetkým vylúhujú rôzne organické kyseliny a tanín, ale aj pomerne značné množstvá anorganických solí. U niektorých bioprvkov (N, P, K, Mg, Fe) sa totiž v najtenších hrúbkových kategóriách vetiev a v asimilačných orgánoch koncentruje 50 až 75 % nadzemnej mineralomasy. Ak sa zvyšky po ťažbe dreva spália, sú zdrojom značného množstva CO_2, popoľa a uhľovodíkov.

Skúmaním experimentálnych povodí sa zistilo, že po úplnom vyrúbaní lesa výrazne vzrastie celková mineralizácia drénujúcich povrchových tokov. R. S. PIERCE et al. (1970) tri roky po vyrúbaní lesa pozorovali až 50-násobný vzrast výnosu dusičnanov z povodia. Maximálne koncentrácie dusičnanov v toku dosiahli až 80 mg.l^{-1} a ich celkové straty až 500 kg.ha^{-1}.rok^{-1}. Analogický vzrast (asi 40-násobný) výnosu dusičnanov po vyrúbaní jedľového lesa zistil aj R. L. FREDERIKSON (1972).

Rovnaký vplyv na kvalitu povrchových a podzemných vôd ako holoruby majú aj časté veterné kalamity, neraz úplne nivočiace lesné porasty na pomerne značných plochách. Tieto kalamity sa prevažne vyskytujú na sv.—jv. expozíciách (menej i jv.—jz., resp. jv.—sz.) a dosahujú maximálny rozsah asi 200 000 plnometrov dreva (O. CHUDÍKOVÁ—I. CHUDÍK 1978).

Ak sa budú v záujme zvyšovania produkcie dreva v lesnom hospodárstve intenzívnejšie používať minerálne hnojivá, treba počítať s ich čiastočným vyplavovaním do povrchových a podzemných vôd. Podľa W. BÜCKINGA (1972) sa po použití minerálneho hnojiva v smrekovom lese zvýšil celkový odnos dusičnanov z povodia zo 6,0 na 17,0 kg.ha^{-1}.rok^{-1}.

Jeho negatívne vplyvy sa uplatňujú hlavne v južnej časti skúmaného územia, orograficky spadajúcej do Liptovskej, resp. Popradskej kotliny a budovanej hlavne paleogénnymi a glacifluviálnymi sedimetmi. Ide o znečisťovanie povrchových a podzemných vôd minerálnymi i natívnymi hnojivami vyplavenými z pôdy, chemickými ochrannými látkami a pevnými, resp. kvapalnými odpadmi zo živočíšnej výroby.

Spotreba minerálnych hnojív v jednotlivých poľnohospodárskych podnikoch skúmaného územia sa v r. 1978 pohybovala v rozmedzí 110—405 kg č. ž. ha^{-1} pp. (tab. 67). Priemerná spotreba minerálnych hnojív v r. 1980 bola 203,7 kg a v r. 1981 233,6 kg č. ž. ha^{-1} pp. V záujmovom území sa ďalej ročne spotrebuje asi 25 000 t organických a 10 000 t vápnitých hnojív. Pretože ide prevažne o veľmi dobre rozpustné látky, ich značnú časť vyplavujú zrážkové vody a transportujú ich do obehu podzemných vôd (či už priamou infiltráciou cez pôdu, resp. povrchovým splachom do tokov s následnou brehovou infiltráciou). Množstvo vyplavených živín závisí od radu činiteľov, medzi nimi hlavne od druhu pôdy, typu a množstva použitého hnojiva, intenzity zrážok a výšky hladiny podzemných vôd, morfológie terénu a spôsobu obrábania pôdy (po svahu, resp. po vrstevnici), druhu pestovanej plodiny atď. (bližšie S. Gazda et al. 1978). Na základe lyzimetrických experimentov i v experimentálnych povodiach sa všeobecne predpokladá, že do povrchových a podzemných vôd sa vyplavuje asi 20 % z celkového množstva použitých minerálnych hnojív. Z jednotlivých zložiek minerálnych hnojív sa najintenzívnejšie vyplavujú sírany, chloridy a vápnik, menej intenzívne dusičnany a draslík a najmenej intenzívne fosfor. Z predbežného vyhodnotenia lyzimetrických pokusov v skúmanom území (V. Linkeš 1980) vyplýva, že k určitému priamemu vyplavovaniu aplikovaných minerálnych hnojív dochádza hlavne z hnedých pôd na

Tabuľka 67 Spotreba minerálnych hnojív v jednotlivých poľnohospodárskych podnikoch skúmaného územia (podľa OPS Poprad)

Poľnohospodársky podnik	Výmera poľnohosp. pôdy (ha)	Celkové aplikované množstvo minerálnych hnojív (q)			Spotreba min. hnojív v č. ž./ha poľnohosp. pôdy
		N	P	K	
JRD Batizovce	2081	1641	1253	1608	216,3
JRD Kežmarok	5129	4748,5	4014,5	3923,1	247,3
JRD Lučivná	1341	832	781	767	177,5
JRD Mlynica	709	946	808	718	348,7
JRD Poprad	1616	2000	2370	2540	405,1
JRD Spišská Belá	3590	2860,9	2488,9	2267,3	212,2
JRD Spišská Nová Ves	3259	1833	1188,2	612,3	111,5
JRD Štrba	4589	2941,4	2449	3321,8	189,8
ŠM Poprad	4156	3272,1	3257,9	3771,8	247,9
ŠM Spišská Belá	4024	4020,6	2824,5	3097,8	247,1

Poznámka: Údaje do tabuľky, ako aj ďalšie informácie o poľnohospodárskej výrobe v okrese Poprad nám poskytol Ing. Rusnák z OPS Poprad.

flyši, z nivných pôd, lužných pôd a rendzín, pričom najviac sa vyplavujú dusičnany, a to hlavne po jarnom hnojení dusíkatými hnojivami. Dôkazom priameho vyplavovania minerálnych hnojív do podzemného obehu sú najvyššie priemerné i maximálne koncentrácie dusičnanov, chloridov a síranov v podzemných vodách paleogénnych sedimentov skúmaného územia.

Priame vyplavovanie minerálnych hnojív z pôdy je zintenzívňované meliorácia-mi. V skúmanom území je rúrkovou drenážou prevažne odvodnená hlavne skupina semihydromorfných pôd. Z ílovito-hlinitej pôdy (s prímesou hrubého štrku a piesku) vyvinutej na chloriticko-sericitických fylitoch algonkia sa z celkového množstva aplikovaných minerálnych a natívnych hnojív vyplavilo do drenážnych vôd 8 % CaO, 7,7 % NO_3, 3,2 % P_2O_5, 34,9 % K_2O, 76,1 % SO_3 a 67,8 % Cl (V. SVOBODOVÁ 1974). Pri navrhovaní drenážnych sústav sa obvykle nedostatočne zohľadňujú zrážkové a hydrologické pomery odvodňovaného územia, ako aj skutočnosť, že intenzifikácia rastlinnej výroby zvyšovaním dávok hnojív sama osebe vedie k biologickému odvodneniu pozemkov (spotreba vody 400 l i viac na 1 kg zrna).

Okrem minerálnych hnojív sú podzemné vody skúmaného územia výrazne kontaminované aj pesticídmi. Na celom území okresu Poprad bolo v r. 1978 celkove spotrebované asi 1000 t rôznych ochranných prostriedkov, ktoré boli aplikované na približne 28 000 ha poľnohospodárskej pôdy s priemernou dávkou asi 3,7 $kg.ha^{-1}$. Išlo prevažne o meďnaté, resp. organické fungicídy, rôzne insekticídy hlavne na báze organických zlúčenín fosforu a rôzne herbicídy na báze peroxykarbónových kyselín, chlórovaných karbónových kyselín, karbamátov a tiokarbamátov, substituovaných močovín, triazínov, kvartérnych amoniových solí a fenolov. Insekticídy na báze chlórovaných uhľovodíkov, ktoré sú v dôsledku svojej dlhodobej perzistencie v prírodnom prostredí najnebezpečnejšie, nie sú v posledných rokoch už používané.

Leteckým postrekom bolo v r. 1978 celkove ošetrené približne 9200 ha pôdy, čo je o takmer 1500 ha viac než v r. 1977. Ak sa pri leteckom postreku nedodržia určité bezpečnostné opatrenia, môžu sa intenzívne znečistiť povrchové a podzemné vody. Napr. herbicídy nemožno aplikovať pri rýchlostiach vetra väčších než 4 $m.s^{-1}$, desikanty a rastlinné hormóny pri rýchlostiach väčších než 3 $m.s^{-1}$ a fungicídy pri rýchlostiach väčších než 5 $m.s^{-1}$ (J. BRACHET 1974). Veľké nebezpečenstvo hlavne pre podzemné vody predstavujú obvykle nedostatočne zabezpečené sklady (v skúmanom území sú sklady hnojív a ochranných chemikálií vo Veľkej Lomnici a Spišskej Belej), ich dočasné poľné skládky, nevhodná manipulácia s použitými obalmi, umývanie postrekových mechanizmov v povrchových tokoch atď.

Väčšina pesticídov použitých v skúmanom území je v prírodnom prostredí nestála a rôznou rýchlosťou sa postupne hydrolyticky, resp. mikrobiálne rozkladá. Čas potrebný na rozklad 95 % aplikovaného množstva pesticídov v pôde je u herbicídov na báze močoviny a triazínov asi 3 roky, u herbicídov ninsekticídov a fungicídov na báze karbamátov a tiokarbamátov asi 2 roky, u niektorých organofosfátových insekticídov asi 2 roky, u herbicídov na báze peroxykarbónových kyselín niečo menej než 1,5 roka a u chlornitrobenzénových fungicídov asi 1 rok (C. A. EDWARS 1975).

Základné údaje charakterizujúce množstvo a zloženie pevných a kvapalných odpadov zo živočíšnej výroby sú zhrnuté v tabuľke 68. V skúmanom území významnejšie farmy, resp. výkrmne s koncentráciou nad 1000 ks dobytka alebo ošípaných sú v JRD Kežmarok, Poprad, Spišská Belá, Batizovce a Štrba a v ŠM v Poprade a Spišskej Belej. Vo vzťahu k povrchovým a podzemným vodám pôsobia tieto objekty ako intenzívne bodové zdroje kombinovanej, t. j. organickej, anorganickej a bakteriálnej kontaminácie. Tento ich vplyv umocňuje skutočnosť, že sú prevažne lokalizované bez predchádzajúceho hydrogeologického prieskumu širšieho okolia. Značné problémy vznikajú s likvidáciou značného množstva tekutého hnoja z koncentrovaných chovov. Podľa J. KONYU (1977) farma s 1000 dojnicami produkuje denne 230 m^3 a ročne asi 80 000 m^3 hnojovice. Pri aplikačnej dávke 30—50 $m^3.ha^{-1}.rok^{-1}$ je na racionálne využitie tohto množstva potrebné 2700—1600 ha poľnohospodárskej pôdy so špeciálnym osevným postupom. K rozloženiu podstatnej časti uvedenej dávky v územiach s nadmorskou výškou nad 500 m dôjde asi za 3 mesiace. Prasačia hnojovica sa v pôde rozkladá podstatne pomalšie, a preto z hľadiska kontaminácie podzemných vôd predstavuje väčšie nebezpečenstvo. Z anorganických zložiek tekutého hnoja sa dusičnany, sírany, sodík, vápnik a horčík vo všetkých typoch pôd zachytávajú iba nepatrne. Rýchlosť zachytenia, resp. odbúrania ostatných zložiek závisí na type pôdy, jej hrúbke, obsahu ílovej zložky, množstva a druhovej skladbe pôdnych mikroorganizmov, množstva aplikovaného tekutého hnojiva, ročnom období, intenzite zrážok atď. Prevažná časť organického dusíka sa v pôde rýchlo mineralizuje za vzniku nitrátov, ktoré sa prakticky neviažu na sorpčný komplex pôd, a môžu byť preto ľahko vyplavované do podzemných vôd.

Ochranná funkcia pôdneho pokryvu

Predstavu o relatívnom zastúpení, a tým aj biogeochemickej aktivite hlavných skupín rastlinných a živočíšnych mikroorganizmov v pôde poskytuje tabuľka 69. Celková biomasa mikroorganizmov v lúčnej pôde je asi 190 g/m^2, v lesnej pôde 15 až 80 g/m^2, v závislosti od typu dreviny (N. C. BRADY 1974). Na celkovom biogeochemickom efekte pôdnych mikroorganizmov sa mikroflóra podieľa 60 až 80 %. Z hľadiska ochrany podzemných vôd majú z biochemických procesov prebiehajúcich v pôde určujúci význam:

a) Rôzne oxidačno-redukčné procesy ovplyvňujúce smer a intenzitu kolobehu niektorých prvkov (dusík, síra, kyslík, vodík a železo) medzi pôdou, vodou a ostatnými zložkami biosféry.

b) Mikrobiálny rozklad zložitých organických látok natívneho i antropogénneho pôvodu za vzniku CO_2, H_2O a ďalších jednoduchých anorganických látok a solí.

Vnútorný mechanizmus týchto zložitých procesov podrobne opisuje P. R. DUGAN (1972), C. M. MENZIE (1969) N. C. BRADY (1974) a ďalší. Pri priaznivých teplotných a vlhkostných podmienkach niektoré z týchto procesov prebiehajú s pomerne veľkou rýchlosťou. F. E. BROADBENT—K. B. TYLER (1957) napríklad uvádzajú, že po pridaní asi 45 kg amoniaku do pôdy (celková masa asi 900 t) denná

Tabuľka 68 Množstvo a zloženie exkrementov domácich zvierat (v prepočte na 1000 kg živej váhy)

Zložka		Dobytok			Ošípané			Hydina (celkove)
		výkaly	moč	celkove	výkaly	moč	celkove	
mokrý odpad	(kg/deň)	50	25	75	25	45	65	40–50
sušina	(kg/deň)	8,7	0,8	9,5	7,5	1,0	8,5	13–15
prchavé látky	(kg/deň)	7,5	0,5	8,0	–	–	6,5	10–12
BSK_5	(kg/deň)	1,1	0,7	1,8	–	–	2,5	3–4
dusík	(gN/deň)	160	220	380	130	400	530	500–800
fosfor	(gP/deň)	65	2	67	140	30	170	250–300
draslík	(gK/deň)	40	360	400	60	140	200	250–300

produkcia dusičnanov bola 2,7 až 10,0 kg. Denitrifikácia dosahuje maximálnu intenzitu v anaerobných podmienkach a ak sú do pôdy súčasne pridané minerálne i natívne hnojivá. Priemerné straty dusíka denitrifikáciou, zistené lyzimetrickými pokusmi, sú 10—20 % jeho množstva pridaného do pôdy. Z organických látok natívneho a antropogénneho pôvodu sa najľahšie a najrýchlejšie rozkladajú cukry, škroby a jednoduché proteíny, najťažšie a najpomalšie celulóza, lignín, tuky a vosky. Veľmi ťažko a pomaly sa rozkladajú chlórované uhľovodíky (ich degradácia prebieha rýchlejšie v anaerobných podmienkach), izoalkány, alkylbenzensulfonáty atď.

Medzi oxidačnými a redukčnými procesmi (napr. nitrifikáciou a denitrifikáciou) existuje dynamická rovnováha, ktorá sa v závislosti na zmenách v pôdnom systéme rôzne výrazne posúva na obe strany. Tým sa súčasne mení aj intenzita eliminačného pôsobenia pôdneho systému voči antropogénnej kontaminácii.

Biochemické procesy potrebujú pre svoj optimálny priebeh teplotu v rozmedzí 15—35 °C, ktorá sa v pôdach skúmaného územia (hlavne vo vyšších nadmorských výškach) vyskytuje iba v krátkych časových intervaloch. V okolí Starého Smokovca sa teplota 15 °C a vyššie vyskytuje v hĺbke 5 cm iba 31 dní a v hĺbke 20 cm iba 18 dní v roku (Š. Petrovič in M. Lukniš et al. 1972). Intenzita biochemických procesov v pôdach skúmaného územia je teda celkove nízka a značne premenlivá v priestore (v závislosti od nadmorskej výšky) i v čase (obvyklé maximum v júli).

Hlavnými nositeľmi sorpčných a iónovýmenných vlastností v pôde sú ílové minerály a organické látky (najmä humínové kyseliny a ich soli), menej i sľudy, živce a hydroxidy železa a mangánu. Pre svoj koloidný charakter vykazujú sorpčnú a iónovýmennú schopnosť aj pôdne organizmy a korene rastlín. Z hlavných ílových minerálov najvyššiu výmennú kapacitu vykazuje montmorillonit a vermikulit (80—150 mval.100 g^{-1}), najnižšiu kaolinit (2—15 mval.100 g^{-1}), je však približne rovnaká pre katióny a anióny.

Organická frakcia pôd vykazuje výmennú kapacitu 150—500 mval.100 g^{-1}.

Zdrojom sorpčnej a iónovýmennej schopnosti pôdnych organických koloidov je negatívny náboj vznikajúci na povrchu ich častíc čiastočnou ionizáciou karboxylových a fenolových skupín. Intenzita tejto ionizácie, a tým aj veľkosť iónovýmennej schopnosti organických koloidov rastie so zvyšovaním pH a alkality pôd (N. C. Brady 1974).

Tabuľka 69 Obvyklé zastúpenie hlavných skupín mikroflóry a makrofauny v pôde (N. C. BRADY 1974)

Mikroorganizmy	Počet jedincov v 1 m^2	Počet jedincov v 1 g
Mikroflóra		
Bacteria	10^{13}–10^{14}	10^{8}–10^{9}
Actinomycetes	10^{12}–10^{13}	10^{7}–10^{8}
Fungi	10^{10}–10^{11}	10^{5}–10^{6}
Algae	10^{9} –10^{10}	10^{4}–10^{5}
Mikrofauna		
Protozoa	10^{9} –10^{10}	10^{4}–10^{5}
Nematoda	10^{6} –10^{7}	10 –10^{2}
Iná mikrofauna	10^{3} –10^{5}	–
Makrofauna		
červy	30–300	–

Poznámka: Údaje prvého stĺpca sa s výnimkou červov vzťahujú iba na povrchovú 15 cm vrstvu pôdy.

Medzi hydrogeochemicky najvýznamnejšie sorpčné, resp. iónovýmenné pôdne procesy patrí:

a) Sorpcia organických látok antropogénneho pôvodu. Realizuje sa tak na organickej, ako na minerálnej zložke pôd, pričom jej vnútorný mechanizmus je veľmi zložitý a v mnohých smeroch i nejasný. U pesticídov sa napr. predpokladá, že sa prevažne sorbujú na organické pôdne koloidy, pričom čím je ich molekula väčšia, tým kvantitatívnejšia je ich sorpcia. Niektoré pesticídy, napr. herbicídy diquat a paraquat, majú tendenciu tvoriť katióny (silné bázy) a fixovať sa na ílových mineráloch, pričom intenzita tejto fixácie je závislá od pH (C. I. HARRIS—O. F. WARREN 1964). Niektoré pesticídy podliehajú v pôde i chemickej degradácii nezávislej od životnej činnosti mikroorganizmov.

b) Fixácia iónov K^+ a NH_4^+ ílovými minerálmi typu 2 : 1 s klesajúcou kapacitou v smere vermikulit—illit—montmorillonit. Množstvo fixovaného K^+, resp. NH_4^+ rastie so zvyšovaním pH a rastúcim zastúpením Ca^{+2} v sorpčnom komplexe pôd (P. DUCHAUFOUR 1970). Pozitívny vplyv na množstvo iónov K^+, ktoré prešli z výmennej do nevýmennej pozície, má aj vysušenie pôdy bežné v letnom období hlavne u humusovo-karbonátových pôd. Medzi fixovanými, vymeniteľnými a voľnými (v pôdnom roztoku) iónmi K^+, resp. NH_4^+, existuje dynamická rovnováha K^+ v roztoku $\rightleftarrows K^+$ výmenný $\rightleftarrows K^+$ fixovaný, ktorá sa v závislosti od pôsobiacich zmien posúva doprava, resp. doľava. Ak je fixačná kapacita pôd slabá, väčšie nárazové zvýšenie iónov K^+, resp. NH_4^+, v pôdnom roztoku (napr. aplikáciou hnojív) nemôže byť eliminované a vyplavujú sa zrážkovými vodami. Ak je vonkajší prínos draslíka nulový a jeho spotreba vegetáciou značná, fixovaný K^+ sa pomerne v značných množstvách postupne uvoľňuje do výmennej formy. Ióny NH_4^+ sa môžu fixovať aj na pôdnej organickej hmote a vytvárať s ňou zlúčeniny odolné voči rozkladu (F. E. BROADBENT et al. 1961).

c) Sorpcie fosforečnanov hydroxidmi Fe a Al za vzniku nerozpustných hydroxyfosfátov. Uplatňuje sa v širokom rozmedzí pH (3,5—8,0) s klesajúcou intenzitou smerom do alkalickej oblasti, resp. so vzrastom obsahu organickej hmoty (R. M. SWENSON et al. 1949). Čerstvo vyzrážané hydroxidy Fe a Al sú schopné sorbovať

množstvo fosforečnanov zodpovedajúce až 10—13 % ich váhy (H. I. GORBUNOV 1974). Priame zrážanie fosforečnanov z pôdneho roztoku iónmi Fe^{+3} a Al^{+3} sa uplatňuje iba v silne kyslom prostredí. V alkalickom prostredí sú fosforečnany zrážané iónmi Ca^{+2} za vzniku apatitu.

Fosforečnany sú významne sorbované aj ílovými minerálmi. Mechanizmus tejto sorpcie, ktorá sa uplatňuje hlavne v rozsahu pH 5—7 s maximom pri pH 6, nie je ešte celkom jasný. Predpokladá sa, že ide jednak o povrchovú výmenu za skupinu OH, jednak o uvoľňovanie iónov Al^{+3} z rohov mriežky a tvorbu hydroxyfosfátu Al (N. C. BRADY 1974). Iní autori pripúšťajú aj výmennú fixáciu fosforečnanov na vnútorných povrchoch ílových minerálov, aj izomorfiu PO_4—SiO_4. Pre hlavné pôdne ílové minerály uvádza N. I. GORBUNOV (1974) nasledujúce experimentálne zistené kapacity sorpcie P_2O_5 v mg. 100 g^{-1}: chlorit 609, kaolinit 126, montmorillonit 150 a vermikulit 105,5. Fosforečnany sa slabo sorbujú aj na kalcite, dolomite a sadrovci, pričom vznikajúci Ca-fosfát čiastočne okluduje na týchto mineráloch, najmä ak sú vo vysokodisperznej forme.

Okrem fosforečnanov sa v pôdach čiastočne viažu aj ióny SO_4^{-2} formou aniónovej výmeny na hydroxidoch Fe a Al a menej i na kaolinite. Táto sorpcia prebieha najintenzívnejšie pri nízkych hodnotách pH a v spodnej časti pôdneho profilu, kde sa uvedené minerály obvykle akumulujú. Posun pH do alkalickej oblasti ovplyvňuje iónovýmennú rovnováhu v smere desorpcie sulfátov. Vzhľadom na to, že iónovýmenná schopnosť síranov je podstatne slabšia než fosforečnanov, môžu byť sírany vytesňované zo sorpčného komplexu pôd fosforečnanmi (P. DUCHAUFOUR 1970). Prevažná väčšina iónov SO_4^{-2} je prítomná v pôdnom roztoku a vzhľadom na slabé väzby k pôdnym koloidom môže sa ľahko vyplavovať (hlavne v alkalických pôdach) do podzemných vôd.

Prakticky nulovú výmennú i nevýmennú sorpciu, a tým aj výbornú pohyblivosť v pôdach, vykazujú chloridové a dusičnanové anióny. U dusičnanov bola dokázaná existencia iba malej nešpecifickej adsorpcie, ktorú možno stotožňovať s výmennou sorpciou fosforečnanov. Pri určitých koncentráciách fosforečnanov, ktoré pre rôzne typy pôd experimentálne určil A. MÔCIK (1975), sa nepatrná pozitívna sorpcia dusičnanov mení na negatívnu.

Stručnú zmienku si zasluhujú aj procesy ovplyvňujúce distribúciu a transport toxických, resp. iných kovových mikroprvkov v pôdnom profile, medzi nimi hlavne výmenné reakcie s pôdnymi organickými koloidmi (bola napr. zistená tesná korelácia medzi Cu, Mo a Zn a organickou hmotou pôd), fixácia na ílových mineráloch typu 2 : 1 (napr. Zn, Mn, Co atď.), resp. na hydratovaných kysličníkoch ťažkých kovov (napr. Li, Cu, Ni, Co, Zn, Ba, Ag atď. na hydratovaných kysličníkoch mangánu), zrážanie ťažko rozpustných hydroxidov a uhličitanov kovov, izomorfný vstup do mriežok minerálov a tvorba stabilných metal-organických komplexov (chelátov), ktoré chránia mikroprvky pred vyzrážaním z pôdneho roztoku a umožňujú ich dobrý pohyb v pôdnom profile. Zdrojom kovových mikroprvkov, okrem už spomenutých automobilových emisií, ťažby dreva a skládok pevných odpadov, sú aj popolčeky obsahujúce (podľa analýz VÚH Bratislava) rádove 0,1 % K, Mn, Sr, Ti, rádove 0,01 % As, Zn a Cu a rádove 0,001 % Ag, B, Co, Mo, Ba, Cr, Ga, Ni, V, Pb, Sn, Zr.

Ochranná funkcia pôdneho pokryvu je významne ovplyvnená aj jeho priepustnosťou závislou od typu pôdy, od jej hrúbky, granulometrického zloženia a jeho zmien vo vertikálnom profile, od obsahu ílových častíc, vegetačného krytu a pod. Väčšina pôd skúmaného územia je dobre priepustná, čo spolu s relatívnou nižšou intenzitou eliminačných a stabilizačných pôdnych procesov vytvára priaznivé predpoklady pre transport znečisťujúcich látok do podzemného obehu. Toto konštatovanie zvlášť platí pre pôdy vyvinuté na kryštaliniku, mezozoiku, glaciálnych sedimentoch a prevažne i na glacifluviálnych sedimentoch.

Samočistiaca schopnosť horninového prostredia

Pod samočistiacou schopnosťou horninového prostredia rozumieme schopnosť systému hornina—voda eliminovať z kvapalnej fázy kontaminujúce látky, ktoré v daných hydrodynamických a oxiredukčných podmienkach nie sú stále (S. GAZDA et al. 1974).

Eliminácia kontaminujúcich látok sa realizuje prostredníctvom rôznych fyzikálnych, fyzikálno-chemických a biochemických procesov reverzibilného a ireverzibilného charakteru (sedimentácia, koagulácia, sorpcia, iónovýmena, hydrolýza, zrážanie, oxidácia, biologická degradácia atď.). V konkrétnych podmienkach skúmaného územia tieto procesy prebiehajú v prostredí charakterizovanom nízkym a v čase iba málo sa meniacimi teplotami, pomerne slabým mikrobiálnym oživením, zvýšenými parciálnymi tlakmi CO_2 a O_2 a prítomnosťou prevažne nízkomineralizovaných vôd kontrolovanými hlavne tzv. bikarbonátovou rovnováhou. Okrem uvedených podmienok intenzitu eliminačných procesov určuje aj fyzikálno-chemická aktivita horninotvorných minerálov, filtračná schopnosť horninového prostredia a stabilita kontaminujúcich látok v daných podmienkach.

Hlavné horninotvorné minerály sú voči prevažnej väčšine zložiek antropogénneho znečistenia fyzikálno-chemicky prakticky inaktívne. Významnejšiu výnimku predstavujú iba ílové minerály, ktoré sú zastúpené rôznym podielom vo všetkých typoch obehov skúmaných vôd. Röntgenovými analýzami sa zistilo (vrty VTH-6, VTH-8), že v ílovej zložke glaciálnych a glacifluviálnych sedimentov prevažuje illit, kaolinit, resp. chlorit; zastúpenie sorpčne najaktívnejšieho montmorillonitu je prevažne podradné. Nositeľom malej sorpčnej, resp. iónovýmennej aktivity sú aj sľudy. Zmienku si zasluhuje aj slabá sorpcia fosforečnanov na kalcite, dolomite a sadrovci a pomerne intenzívna sorpcia organických látok na sadrovci a menej i na kalcite. V piesčitej frakcii glaciálnych sedimentov bola zistená prítomnosť humusu. Jeho obsah napr. v profile vrtu VTH-7 sa prevažne pohybuje v rozmedzí 0,06—0,23 % (medián 0,1 %; $n = 25$) a ojedinele dosahuje až 0,5 %.

Filtračná schopnosť horninového prostredia je podmienená jeho hydrofyzikálnymi vlastnosťami, geologickou stavbou územia a členitosťou jeho reliéfu. Tieto činitele v súhrne určujú hydrodynamické podmienky podzemného obehu vody a celkovú dobu jej zdržania v horninovom prostredí. Všeobecne platí, že čím pomalšie je prúdenie vody, resp. čím dlhšia je doba jej zdržania v horninovom prostredí, tým väčšia je intenzita eliminácie väčšiny kontaminujúcich látok.

Filtračná schopnosť puklinových systémov kryštalinika s prevažujúcim plytkým a rýchlym obehom podzemných vôd je obecne malá a závisí od otvorenosti puklín, ich priestorového rozsahu, resp. hĺbkového dosahu a charakteru výplne. Triasové alebo niektoré jurské kriedové vápence sú prevažne silne skrasovatené a vykazujú typickú krasovú priepustnosť s rýchlou cirkuláciou a turbulentným prúdením podzemných vôd, pri ktorom je pôsobenie horninového prostredia voči kvapalnej fáze viac fyzikálno-mechanické ako fyzikálno-chemické. Filtračná schopnosť krasového prostredia je veľmi nízka, samočistiaca schopnosť závisí od rozsahu akumulačných priestorov a celkovej doby zdržania vody v nich. Zvýšenú filtračnú a samočistiacu schopnosť krasového prostredia možno predpokladať, ak sú krasové priestory sekundárne vyplnené piesčitými sedimentmi. Prevažujúca puklinová priepustnosť (miestami i s určitým podielom pôrovej priepustnosti) a s ňou spojené vyrovnanejšie a pomalšie prúdenie vody podmieňujú podstatne väčšiu filtračnú i samočistiacu schopnosť dolomitov. To isté platí i pre puklinové a puklinovo-pórové obehy v paleogénnych sedimentoch.

Filtračná schopnosť kvartérnych sedimentov je určujúco podmienená ich granulometrickým zložením. Glaciálne sedimenty sa vyznačujú nevytriedenosťou a chaotickým uložením materiálu. Majú prevažne štrkový charakter (priemer valúnov 2 až 30 cm), často však v dôsledku podielu balvanov (s priemerom až 1—2 m) ich možno označiť ako štrkovo-balvanové až balvanovo-štrkové. Charakteristickým rysom morén je významné zastúpenie frakcie hrubého piesku nad 0,1 mm a menšie frakcie jemného piesku od 0,1 do 0,04 mm. Vrtnými prácami bolo zistené, že takýto charakter majú morény do hĺbky 20—35 m; hlbšie v ich granulometrickom zložení výrazne dominujú piesky. Z uvedeného opisu je zrejmé, že filtračná i samočistiaca schopnosť glaciálnych sedimentov do hĺbky 20—35 m bude veľmi nízka. V spodných častiach profilu morén v dôsledku prevažujúceho piesčitého vývoja a pomalšieho prúdenia podzemných vôd sú podmienky filtrácie a samočistenia podstatne priaznivejšie. Analogický záver platí i pre glacifluviálne sedimenty, v granulometrickom zložení ktorých dominujú frakcie hrubého štrku a hrubého piesku pri súčasnom zvýšenom zastúpení prachovito-ílovej frakcie. Celková pórovitosť glacifluviálnych sedimentov je 33,6 až 52,2 %, čo približne zodpovedá pórovitosti piesčitej zložky morén.

Významný vplyv na samočistiacu schopnosť horninového prostredia má typ hydrogeologickej štruktúry, ktorý ovplyvňuje dĺžku zdržania podzemných vôd v štruktúre (S. Gazda—E. Kullman 1977).

V mezozoických štruktúrach s plytkým obehom podzemných vôd (napr. obalová séria v Belianskych Tatrách, resp. muránske vápence krížňanského príkrovu) sa formujú podzemné toky s krátkou dobou zdržania v horninovom prostredí a s možnosťou kontaminácie prakticky v celom rozsahu infiltračnej oblasti. Priaznivejšie podmienky filtrácie a samočistenia sú v štruktúrach s kombinovaným plytkým a hlbinným obehom, pomalším prúdením a dlhšou celkovou dobou zdržania podzemných vôd. Príkladom sú hydrogeologické štruktúry čiastkového príkrovu Bujačieho vrchu v širšom okolí Tatranskej Kotliny, v ktorých sa na styku s nepriepustným flyšovým súvrstvím paleogénu formujú nádrže podzemných vôd, odvodňované bariérovými prameňmi. Analogickým príkladom je tektonický styk

kryštalinika s paleogénom na podtatranskom zlome v okolí Starého Smokovca. Priaznivé podmienky pre priebeh samočistiacich procesov predpokladáme aj v nádržiach podzemných vôd vytvorených v kvartérnych depresiách tektonického pôvodu v okolí Vyšných Hágov a Smokovca.

Rýchlosť eliminácie jednotlivých zložiek antropogénneho znečistenia z podzemných vôd je rôzna. Anorganické zložky znečistenia (napr. Cl^-, SO_4^{-2}, NO_3^- atď.) sú v hydrodynamických, termodynamických a geochemických podmienkach obehov skúmaných vôd prevažne stabilné a ľahko transportovateľné na veľké vzdialenosti od svojho zdroja. Organické zložky znečistenia sú podstatne menej stabilné a pomerne rýchlo sa eliminujú z obehu podzemných vôd. Výnimku predstavujú ropné látky, pesticídy a iné biologicky i fyzikálno-chemicky ťažko odbúrateľné látky (saponáty, detergenty atď.).

Jedným z najefektnejších mechanizmov eliminácie negatívne nabitých koloidných častíc organického charakteru (vrátane baktérií a vírusov) je sorpcia. Realizuje sa na pozitívne (pôvodne negatívne) nabitých minerálnych časticiach, na ktorých primárne došlo k sorpcii hydroxidov Fe a Al, karbonátov a rôznych katiónov (M. Hutchinson 1974). Tieto sorpčné procesy sú reverzibilné, takže ich prostredníctvom nemôže byť šírenie znečistenia zastavené, ale iba významne spomalené.

Degradácia organickej a mikrobiálnej kontaminácie je najintenzívnejšia v nenasýtenej zóne. Laboratórnymi experimentmi i terénnymi výskumami sa zistilo, že v nenasýtenej zóne je šírenie mikrobiálneho znečisťovania limitované vzdialenosťou asi 3,0 m. Ak znečistenie prenikne na hladinu podzemnej vody, je pasívne unášané v smere jej prúdenia s podstatne obmedzenejšími možnosťami eliminácie. Prenikajúca kontaminácia sa v podzemnej vode zrieďuje, pričom stupeň tohto zriedenia je ekvivalentný turbulencii prúdenia. Vo vyrovnaných hydrodynamických podmienkach sa uplatňuje disperzia pôsobiaca hlavne v horizontálnom smere.

Eliminácia patogénnych mikroorganizmov je podmienená hlavne ich obmedzenou prispôsobivosťou vodnému prostrediu, nízkymi teplotami a limitovanou dostupnosťou živín, antagonizmom iných mikroorganizmov (vrátane priameho ataku bakteriálnymi vírusmi, niektorými druhmi baktérií, protozoí, fágov atď.), biocidným účinkom iných chemických kontaminantov a už spomenutou sorpciou na kladne nabitých povrchoch minerálov (optimálne prebieha pri pH okolo 7,0, pri vyšších hodnotách sa výrazne znižuje).

Experimentálne sa zistilo (P. H. Mc Gauhey—R. B. Krone 1954), že medzi zvyškovým obsahom baktérií vo vode a vzdialenosťou od zdroja kontaminácie je priamo lineárny vzťah $\log N_2 - \log N_1 = F(r_2 - r_1)$, kde F je fyzikálna charakteristika vyjadrujúca filtračnú schopnosť zvodneného obzoru a nezávislá na tlakovom gradiente, a tým ani na rýchlosti prúdenia podzemnej vody. Odstraňovanie baktérií z vody nezávisí ani na ich vstupnom množstve. Podľa M. Hutchinsona (1974) zovšeobecňujúceho poznatky mnohých autorov, v zvodnenom rovnorodom pórovom prostredí je šírenie mikrobiálneho znečistenia limitované vzdialenosťou asi 30 m. V značne zrnitostne heterogénnych kvartérnych sedimentoch skúmaného územia bude táto vzdialenosť zrejme podstatne väčšia. Najpriaznivejšie možnosti pre šírenie mikrobiálneho znečistenia sú v puklinovo-krasových obehoch, kde toto

znečistenie môže byť transportované až na vzdialenosť niekoľkých kilometrov (E. W. Taylor 1960, W. S. Holden 1970 — in M. Hutchinson 1974).

Kritická analýza uvedených skutočností nás vedie k záverom, že je celková samočistiaca a filtračná schopnosť väčšiny horninových komplexov skúmaného územia nízka, pričom charakteristicky vzrastá od puklinovo-krasových karbonátov mezozoika cez pórové glacigénne sedimenty, k puklinovým horninám kryštalinika, pórovým glacifluviálnym sedimentom po puklinovo-pórové pieskovce paleogénu.

Z hľadiska praktického riešenia problémov ochrany podzemných vôd skúmaného územia je dôležité, že tie horninové kolektory, ktoré sú v dôsledku svojej morfologickej pozície antropogénnym znečisťovaním najohrozenejšie, prevažne vykazujú pomerne vyššiu samočistiacu, resp. filtračnú schopnosť, a tak určitú prirodzenú rovnováhu. Výnimku v tomto smere predstavujú hlavne pórové vody glacigénnych sedimentov a lokálne i puklinovo-krasové vody karbonátov mezozoika.

Podrobné niekoľkokrát opakované hydrometrovanie povrchových tokov preukázalo, že povrchové vody infiltrujú do glacigénnych sedimentov a do skrasovatených karbonátov mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu hlavne v horných častiach tokov, napr. na Troch studničkách nad mezozoickým ostrovom Hrádok, Hrubý grúň, v Mlynickej doline, v Mengusovskej doline, v Studenovodskej doline atď. Takto značná časť týmito tokmi transportovaného znečistenia môže vstupovať do podzemného obehu a kontaminovať podzemné vody. Preto je zvlášť dôležité venovať zvýšenú pozornosť čistiacim zariadeniam a likvidácii odpadu vo vysokohorských zariadeniach (chaty, hotely). Hodnotené územie je súčasťou Tatranského národného parku chráneného zvláštnym zákonným opatrením. Ak sa budú využívať podzemné vody, bude treba chrániť celé územie od hlavného hrebeňa Vysokých Tatier až po najnižšie situované prirodzené výstupy puklinovo-krasových vôd a pórových vôd glacigénnych sedimentov vyvierajúcich v čele morén, čo zahrňuje celú infiltračnú oblasť, t. j. horné a stredné časti povodí tokov.

Záver

Hydrogeologický výskum južnej časti Vysokých Tatier a ich predpolia — Liptovskej a Popradskej kotliny (Podtatranská kotlina) poskytol nové informácie nielen o hydrogeologických pomeroch územia, ale i o rozšírení a charaktere mezozoika v podloží paleogénu Podtatranskej kotliny a o priestorovom rozšírení a genéze kvartérnych sedimentov.

Výsledky z vrtov VTH-9, VTH-6, VTH-8 a geofyzikálne merania poukazujú, že mezozoické ostrovy vystupujúce na južnom predpolí Vysokých Tatier v oblasti Troch studničiek až Hrubého grúňa sa smerom na východ ponárajú pod kvartérne a paleogénne sedimenty. Boli zachytené vrtom VTH-6 v Tatranskej Polianke v hĺbke 186,0 m. Smerom na juh pokračujú pod vnútrokarpatským paleogénom východnej časti Liptovskej a západnej časti Popradskej kotliny a vynárajú sa na povrch až pri severných okrajoch Nízkych Tatier (južne od Východnej a v okolí Svitu).

Boli získané dôležité podporné údaje pre stanovenie charakteru a sklonu výrazného zlomového pásma — podtatranského zlomu. Tento zlom oddeľujúci kryštalinické jadro Tatier od výplne Podtatranskej kotliny, zakrytý v oblasti Vysokých Tatier hrubou vrstvou glacigénnych sedimentov a polygenetických sutín, bol v minulosti interpretovaný ako línia prešmykového charakteru so sklonom na sever. V západnej časti pozdĺž Chočských vrchov má podľa P. GROSSA (1971) tento zlom poklesový charakter so sklonom strmo na juh. Totožný charakter zlomu i pozdĺž Vysokých Tatier dokumentuje geologický profil vrtu VTH-6 v Tatranskej Polianke. I výsledky rozsiahlych geofyzikálnych meraní potvrdzujú poklesový charakter podtatranského zlomu so strmým úklonom na juh a v oblasti Štrbského plesa až s kolmým priebehom (J. MÁJOVSKÝ 1972, 1977).

Priestorové rozšírenie kvartérnych sedimentov je vyjadrené priamym vzťahom k reliéfu predkvartérneho podložia. Podľa analýzy geofyzikálnych údajov, hlavne však podľa interpretácie hydrogeologických vrtov VTH-1 až VTH-8 sa najväčšie hrúbky sústreďujú v asi 1,5 až 4,0 km širokom páse pozdĺž južného okraja Vysokých Tatier, na styku s Podtatranskou kotlinou. Hydrogeologickými vrtmi VTH-7 (Štrbské pleso) a VTH-8 (Vyšné Hágy) boli zistené ich hrúbky až vyše 400,0 m. Na juh a juhovýchod smerom od úpätia Vysokých Tatier k dolinám Popradu a Bieleho Váhu sa ich hrúbky zmenšujú až vytrácajú a na povrch vystupujú horniny podložia (mezozoikum a paleogén).

Kvartérne sedimenty zahrňujú rad genetických typov — glacigénne (würm, ris, mindel), glacifluviálne, fluviálne, polygenetické akumulácie, ktoré sa vyznačujú veľmi variabilným granulometrickým zložením. Vekove ich možno zaradiť od najstaršieho pleistocénu až do holocénu.

Na základe sústavného režimného pozorovania Belianskeho potoka na Troch studničkách v rokoch 1977 až 1980 bol určený priemerný špecifický odtok podzemných vôd z granitoidov Vysokých Tatier. Podľa Fosterovej metódy sa rovná $7{,}8\,l.s^{-1}.km^{-2}$ a podľa metódy Killeho $6{,}8\,l.s^{-1}.km^{-2}$. Minimálny odtok sa pohyboval od 4,2 do $1{,}2\,l.s^{-1}.km^{-2}$.

Hoci karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu vytvárajú iba niekoľko malých ostrovov pozdĺž západnej časti podtatranského zlomu o celkovej ploche 15,5 km^2, vyviera z nich niekoľko výdatných bariérových prameňov s výdatnosťou od 180,0 do $5{,}0\,l.s^{-1}$. Je to dôsledok rozsiahleho drenážneho účinku karbonátov voči kvartérnym sedimentom i kryštaliniku.

Kvartérne sedimenty, hlavne glacigénne a glacifluviálne, sú najvýznamnejšími kolektormi podzemných vôd v území. Z hydrogeologického hľadiska je dôležitý poznatok, že v predpolí Vysokých Tatier sú miestami vytvorené v nepriepustných flyšových sedimentoch paleogénu depresie tektonického, resp. morfologického pôvodu vyplnené kvartérnymi sedimentmi. V nich sa vytvárajú nádrže podzemných vôd. Takáto depresia jv. od Tatranskej Polianky bola overená vrtom VTH-3, kde sú glacifluviálne štrky a piesky hrubé 46,0 m (obr. 3a—c).

Zvodnenie rôznych genetických typov kvartérnych sedimentov bolo overené siedmimi vrtmi s hĺbkou od 441,90 (VTH-7 Štrbské pleso) do 14,0 m (VTH-2 Rakúsy). Pre pripustnosť glacigénnych sedimentov je dôležitý granulometrický charakter výplne medzi balvanmi morén (tab. 13). Koeficient prietočnosti glaci-

génnych sedimentov sa pohybuje od $9{,}93 \times 10^{-3}.m^2.s^{-1}$ do $1{,}57 \times 10^{-4}.m^2.s^{-1}$ a špecifická výdatnosť od 3,01 do 0,27 $l.s^{-1}$ (tab. 24). Koeficient filtrácie je rádove od 10^{-3} do 10 $m.s^{-1}$.

Glacifluviálne sedimenty, ktorých hrúbka sa priemerne pohybuje okolo 35,0—25,0 m, ojedinele v tektonických depresiách až 80,0—40,0 m, majú priepustnosť zníženú v dôsledku zvýšenej prítomnosti prachovito-ílovitej frakcie. Koeficient filtrácie je u nich rádove 10^{-2} $m.s^{-1}$ a mení sa až na 10^{-7} $m.s^{-1}$ (tab. 27, 30). Špecifická výdatnosť vrtov je od 1,43 do 0,02 $l.s^{-1}.m^{-1}$ (tab. 27, 29) a koeficient prietočnosti (tab. 29) od $6{,}52 \times 10^{-3}$ $m.s^{-1}$ do $4{,}40 \times 10^{-5}$ $m.s^{-1}$.

Základné matematicko-štatistické spracovanie chemických analýz podzemných vôd poukazuje na pomerne zložité hydrochemické pomery územia. Prevažujú vody nevýrazného typu Ca(Mg)—HCO_3 s pomerne častými prechodmi k typu Ca—SO_4 a vody zmiešaného typu, ktoré sú geneticky viazané hlavne na kryštalinikum a glacigénne sedimenty. Ojedinele sa vyskytujú vody nevýrazného typu Ca—SO_4, ktoré sú s vodami prechodného typu Ca—SO_4—HCO_3 geneticky viazané hlavne na glacigénne a glacifluviálne sedimenty. Špecifickým rysom hlavne kvartérnych sedimentov, menej i paleogénu, je lokálny výskyt vôd typu Ca(Mg)—HCO_3 s prítomnosťou rôzne výraznej zložky Na—HCO_3. Najčastejšie sa vyskytujú u glacifluviálnych sedimentov. Celková mineralizácia podzemných vôd (tab. 32) sa u kryštalinika pohybuje od 44,0 do 14,8 $mg.l^{-1}$, u glacigénnych, glacifluviálnych a polygenetických sedimentov od 121,1 do 10,0 $mg.l^{-1}$, u fluviálnych sedimentov od 1079,9 do 138,2 $mg.l^{-1}$, u sedimentov mezozoika od 339,8 do 78,4 $mg.l^{-1}$ a u sedimentov paleogénu od 799,7 do 179,9 $mg.l^{-1}$.

Na podtatranský zlom a na zlomy s ním rovnobežné sú viazané početné prírodné pramene studených uhličitých minerálnych vôd a sporadicky i vôd sírovodíkových. Jedna skupina obyčajných kyseliek vystupuje v oblasti Smokovcov, druhá sa nachádza pri sv. ukončení masívu Vysokých Tatier v oblasti Slovenská Ves—Toporec. Osobitnou skupinou sú sulfitogénne kyselky geneticky viazané na sedimenty paleogénu.

Samostatnú a úplne novú skupinu minerálnych vôd v Popradskej kotline predstavujú karbonátogénne hypertermy, zachytené vrtom Vr-1 vo Vrbove pri Kežmarku, o teplote vody 56,0 °C a výdatnosti na ústí vrtu 28,3 $l.s^{-1}$. Sú to kalciovo-(magnéziovo)-bikarbonátové vody s mineralizáciou 3,9 $g.l^{-1}$.

Z niekoľkoročného pozorovania režimu podzemných vôd vyplýva, že najnižšie výdatnosti a hladiny podzemných vôd sa vyskytujú v januári—februári, resp. marci—apríli, v závislosti od nadmorskej výšky. Výskyt najvyšších výdatností a hladín podzemných vôd v máji a júni, resp. júli a auguste je typický pre hodnotené územie.

Na základe denného pozorovania odtoku vôd z územia v rokoch 1975 až 1980 boli vypočítané prírodné zdroje podzemných vôd. Plocha celého hodnoteného územia je 478,9 km^2, z čoho 150,5 km^2 pripadá na kryštalinikum, nepatrná časť na sedimenty mezozoika a plaeogénu a podstatná časť na sedimenty kvartéru.

Na základe analýzy výtokovej čiary, za najvýhodnejší spôsob určenia prírodných zdrojov z hodnoteného územia možno považovať výpočet podľa čiary prekročenia, zodpovedajúci 330-dennému prekročeniu odtoku (tab. 59). Prírodné zdroje pod-

zemných vôd sú tu tvorené dvoma zložkami. Jednu zložku predstavujú prírodné zdroje odvádzané povrchovými tokmi vyčíslené z čiary prekročenia, druhú predstavuje skrytý odtok podzemných vôd, vypočítaný z hydrologickej bilancie.

Celkove prírodné zdroje podzemných vôd v území sú 5546,0 $l.s^{-1}$, čo zodpovedá priemernému špecifickému odtoku podzemných vôd 11,5 $l.s^{-1}.km^2$ (tab. 59). Z nich prírodné zdroje v kvartérnych sedimentoch odvádzané povrchovými tokmi predstavujú 2736,0 $l.s^{-1}$, čo sa rovná priemernému špecifickému odtoku 8,3 $l.s^{-1}.km^{-2}$. V kryštaliniku prírodné zdroje sú 662,0 $l.s^{+1}$.

Odtok podzemných vôd vypočítaný metódou Fostera a Killeho je podstatne vyšší (tab. 59) a zodpovedá 270-dennej vode. (tab. 44). V tomto údaji je zahrnutá však veľká časť hypodermického odtoku.

Minimálny odtok podzemných vôd z celého územia je 2139,0 $l.s^{-1}.km^2$, čo zodpovedá minimálnemu špecifickému odtoku 4,4 $l.s^{-1}.km^2$ (tab. 60).

Z hydrologickej bilancie (tab. 54) siedmich v území vymedzených oblastí vyplýva, že priemerne 15,5 % zo spadnutých zrážok predstavuje skrytý odtok; v tomto údaji sú zahrnuté i chyby vyplývajúce z nepresnosti určenia a výpočtu niektorých členov bilančnej rovnice. Výsledky z hydrogeologických vrtov VTH-7 (Štrbské Pleso), VTH-8 (Vyšné Hágy) a VTH-6 (Tatranská Polianka) naznačujú, že časť podzemných vôd z kvartérnych sedimentov, ale i z kryštalinika je drénovaná pozdĺž podtatranského zlomu karbonátmi mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu. Tieto vody sa podieľajú na tvorbe termálnych vôd v Podtatranskej kotline, kde boli overené vrtom Vr-1 vo Vrbove pri Kežmarku. Pod flyšovými sedimentmi paleogénu v hĺbke 1490,0 m boli navŕtané karbonáty bazálnej litofácie paleogénu a silne porušené triasové dolomity chočského príkrovu, v ktorých sú akumulované kalciovo-(magnéziovo)-bikarbonátové termálne vody (obr. 42, tab. 61).

Z hľadiska riešenia problémov ochrany podzemných vôd je dôležitý poznatok, že klasické zdroje znečisťovania ovplyvňujú chemické zloženie podzemných vôd v území iba obmedzene. Uplatňujú sa tu však hlavne pevné a kvapalné odpady, ako následok intenzívneho cestovného ruchu, negatívne dôsledky motorizmu (tab. 68), značne negatívny vplyv má ťažba dreva i exhaláty z priemyselných oblastí prinášané na územie znečistenými zrážkami. Samočistiaca a filtračná schopnosť väčšiny horninového prostredia je však nízka. Charakteristicky vzrastá od puklinovo-krasových karbonátov mezozoika, cez pórové glacigénne sedimenty, k puklinovým horninám kryštalinika, pórovým glacifluviálnym sedimentom po puklinovo-pórové pieskovce paleogénu.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1950: Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry) GS 1/1—2, Bratislava.

ANDRUSOV, D. 1953: Správa o výsledku geologického šetrenia príčin vysýchania Skalnatého plesa. Geofond, Bratislava.

ANDRUSOV, D.—KOVÁČIK, J. 1954: Správa o geologickom výskume východnej časti masívu Vysokých Tatier r. 1953 a v rokoch predošlých. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ANDRUSOV, D. 1959; Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied 1, 1, Bratislava.

ANDRUSOV, D. 1958—1959—1964: Geológia československých Karpát I, II, III. Bratislava.

ANTAŠ, J. 1962: Záverečná správa a výpočet zásob Svit-štrkopiesky. Manuskript-archív GP, n. p., Spišská Nová Ves.

BAKKER, J. P. 1965: A forgotten factor in the interpretation of glacial stairways (An old question, new problems). Zeistschrift für Geomorphol., Neue Folge, 9, Berlin.

BAKOŠOVÁ, E. 1979: Tatranská Štrba — hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava.

BALLER, J. 1975: Výskum optimálneho riešenia likvidácie kalov a pevných odpadov v rekreačných oblastiach Vysokých Tatier. Manuskript-archív VÚVH, Bratislava.

BENČAŤ, F. et al. 1978: Vplyv motorizmu na prírodné prostredie TANAP-u. Zborník TANAP 20, Osveta, Martin.

BANSKÝ, V. 1969: Štrba — hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava.

BERACKO, I. 1969: Tatranská Štrba — vodný zdroj. Geofond, Bratislava.

BERTA, M. et al. 1977: Vypracovanie výpočtov prípustnosti stupňa znečistenia povrchových vôd podľa nariadenia vlády č. 30/75 Zb. v okrese Poprad, t. j. pre rieky Dunajec, Poprad, Hornád a ostatné prítoky v okrese. Expertský posudok, Dom techniky, Košice.

BEYER, W. 1964: Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilnungskurve. WWT 6, Berlin.

BIELY, A. 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tríbča. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BIELY, A. 1978: Problém lokalizácie sedimentačnej oblasti krížňanského príkrovu vo svetle nových poznatkov o štruktúre východnej časti Nízkych Tatier a Slovenského rudohodia. Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BIRKENMAJER, K. 1951: V sprawie morskiego miocénu na Podhalu. Rocz. Pol. Tow. geol., 21, Kraków.

BIRKENMAJER, K. 1954: Sprawozdanie z badań geologicznych przeprwadzonych nad neogenem na Podhalu w latach 1949—1951. Biul. Inst. geol., 86, Warszawa.

BLATT, H.—MIDDLETON, G.—MURRAY, R. 1972: Origin of Sedimentary Rocks. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

BORZA, K. 1959: Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belianskych Tatier a masívu Širokej. Geol. Zbor., 10, 1, Bratislava.

BRADY, N. C. 1974: The Nature and Properties of Soils. (8th ed.). Macmillan Publ. Co., New York.

BRACHET, J. 1974: Evaluation of harmful effects of the different methods of use dispersae of pesticides an water bodies. In: The Pollution of Waters by Agriculture and Forestry. Proceedings of a Seminar held in Vienna 15—20. Oct. 1973, 2, Vienna.

BRICKER, O. P.—GODFREY, E. E.—CLEAVES, E. T. 1968: Mineral-water interaction during the chemical weathring of silicates. In "Trace Inorganics in Water", Advences in Chemistry Servis No. 73, p. 128—142, Amer. Chem. Society, Washington.

BROADBENT, F. E.—TYLER, K. B. 1957: Nitrification of ammoniacal fertilizens in some California soils. Hilgardia, 27.

BRYS, K. 1975: Hygienicko-epidemiologické pomery v kale z biologických čistiarní v tatranskej oblasti. Manuskript-archív VÚVH, Bratislava.

BUBLINEC, E. 1980: Akumulácia prvkov a niektoré zložky ich kolobehu v bukovom a smrekovom ekozystéme Malých Karpát. Manuskript-archív VÚLH, Zvolen.

BÜCKING, W. 1972: Auswirkungen einer Fläachen — Stickstoffdürgung auf Quellen und Oberflächengewässer im Dürgungsgebiet. In: Belastung und Belast barzeit von Oekosystemen. Tagungsbericht der Gesellschaft für Oekologie, Tagung Giessen.

CIBULKA, Ľ.: 1968: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu na lokalite Batizovce, okr. Poprad, Geofond, Bratislava.
DENÉŠ, F. 1902: Die Geologie des Tatragebirges. Jb. Ung. Karpathen-Vereines, 24.
DROPPA, A. 1968: Geomorfologický výskum krasových ostrovov v Liptovskej kotline. Geogr. Čas., 20, 4, SAV, Bratislava.
DUB, O. 1949: Výpar, jeho plošné a časové rozdelenie na Slovensku. Meteorologické správy 3, 2, Bratislava.
DUB, O. 1956: Hydrológia Tatranského národného parku. Príroda Tatranského národného parku, Martin.
DUBOVSKÝ, E. 1973: Návštevnosť je už nadmerná. Vysoké Tatry 4/1973, Tatranská Lomnica.
DUGAN, P. R. 1972: Biochemical ecology of water pollution. Plenum-Press, New York–London.
DUCHAUFOUR, P. 1970: Osnovy počvovedenija. Evoljucija počv (Opyt izučenija dinamiki počvoobrazovanija). Preklad z franc. Progress, Moskva.
EDWARDS, C. A. 1975: Factors that affect the pensistence of pesticides in plants and soils. In: Pesticide Chemistry, 3, Butterworths, London.
ERTL, M. 1878: Zmeny kvality vody Popradského plesa za posledných pätnásť rokov. Zborník TANAP 20, Osveta, Martin.
FOSTER, E. E. 1949: Rainfall and Runoff. The Macmillen Company, New York.
FRANKO, O. 1979: Perspektívnosť hydrogeologických štruktúr termálnych vôd na Slovensku s ohľadom na využívanie geotermálnej energie. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
FRANKOVIČ, J. 1963: Hydrogeologický prieskum náplavov rieky Poprad a Velického potoka pri Poprade. Geofond, Bratislava.
FREDERICKSEN, R. L. 1972: Nutrient budget of a Douglas for forest and an experimental watershed in western Oregon. In: Research on Coniferous Forest Ecosystems. Proceedings of Symposium (Bellingham, Washington, March 1972).
FUSÁN, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000; M-34-XXVII — Vysoké Tatry. Geofond, Bratislava.
GARRELS, R. M. 1960: Mineral Equilibria at Low Temperature and Pressure. Harper Brothers, New York.
GAZDA, S. 1965: Rozpúšťacia schopnosť vody a jej význam pre tvorbu chemizmu podzemných vôd a roztokov. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GAZDA, S. 1969: Hydrogeochémia Juhoslovenskej uhoľnej panvy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GAZDA, S. 1970: Formovanie chemizmu podzemných vôd mezozoika Západných Karpát. In: Zachytávanie a využívanie krasových vôd SVTS, Považská Bystrica.
GAZDA, S. et al. 1974: Geochémia životného prostredia. In: Rozvoj geochémie na Slovensku. SGÚ, Bratislava.
GAZDA, S. 1975: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Zborník 3. celoslov. geolog. konf., SGÚ, Bratislava.
GAZDA, S.—KULLMAN, E. 1977: Hydrogeologické a hydrogeochemické problémy znečisťovania a ochrany podzemných vôd mezozoických hornín. In: Ochrana oblasti prirodzenej akumulácie vôd. ČSVTS — edič. stredisko Bratislava.
GAZDA, S.—HANZEL, V. 1978: Problematika ochrany podzemných vôd TANAP-u z hľadiska súčasných hydrogeologických a geochemických poznatkov. Zborník prác o Tatranskom národnom parku, 20, Osveta, Martin.
GAZDA, S. et al. 1978: Rozpracovanie metód ochrany podzemných vôd pred znečistením. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GAZDA, S.—HANZEL, V.—HYÁNKOVÁ, K.—MELIORIS, L. 1979: Hydrogeochémia kryštalinika, glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov Vysokých a Západných Tatier. Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GAZDA, S. et al. 1980: Rozpracovanie metód ochrany podzemných vôd pred znečistením — 2. etapa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GAZDA, S.—HANZEL, V. 1980: Influence of natural factors on chemical properties of groundwaters in the West Carpathians Mesozoic. Záp. Karpaty, sér. hydrogeol. a inž. geol. 3, Bratislava.

GOMOLČÁK, F. 1968: Nové Štrbské pleso — zotavovňa ROH, inžiniersko-geologický prieskum. Geofond, Bratislava.
GOMOLČÁK, F. 1973: Inžiniersko-geologické mapy M 1:25000:M-34-101-D-a (Veľká Lomnica), M-34-101-C-b (Vysoké Tatry), M-34-101-C-a (Štrbské Pleso). Geofond, Bratislava.
GORBUNOV, N. I. 1974: Mineralogia i kolloidnaja chimija počv. Nauka, Moskva.
GOREK, A. 1950: Tektonické okná na západnom ukončení Vysokých Tatier. Geol. Zbor. SAV, 1, Bratislava.
GOREK, A. 1953: Geologická štúdia na juhozápadnom svahu V. Tatier, Geol. Zbor. SAV, 4, Bratislava.
GOREK, A. 1954: II. správa o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vysokých Tatier. Geol. práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GOREK, A. 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier, Geol. Zbor. SAV, 10, 1, Bratislava.
GRANAT, L.—SÖDERLUND, R. 1975: Atmospheric deposition due to long and short distance sources — with special reference to west and dry deposition of sulphur compounds around an oil fired power plant. International Meteorological Institute. Report AC 32, Stockholm.
GREGUŠ, C.—GREGUŠ, M. 1978: Hospodárska úprava lesov v Tatranskom národnom parku z r. 1974. Zborník TANAP-u 20, Osveta, Martin.
GROSS, P. 1971: Geológia západnej časti Liptovskej kotliny. Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GROSS, P. 1973: O charaktere chočsko-podtatranského zlomu. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GROSS, P. et al. 1978: Geológia východnej časti Liptovskej kotliny. Geofond, Bratislava.
GROSS, P. et al. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
HALICKI, B. 1930: Diluvjalne zlodowacenie polnocnych stokow Tatr. Panstw. Inst. geol. Posiedz. Nauk 34, Warszawa.
HALUŠKA, M. et al. 1968: Alúvium Popradu — hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava.
HANZEL, V. 1974a: Poznatky z hydrogeologického výskumu kvartérnych sedimentov V. Tatier a ich predpolia. Mineralia slov., 6, Spišská Nová Ves.
HANZEL, V. et al. 1974: Hydrogeologická mapa, list Poprad 1:200 000. Geofond, Bratislava.
HANZEL, V. 1974b: Podzemné vody chočského príkrovu a série Veľkého Boku na sv. svahoch N. Tatier. Záp. Karpaty, sér. hydrogeol. a inž. geol. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
HANZEL, V. 1976: Vodohospodársko-hydrogeologická mapa 1:200 000 povodia rieky Poprad a Dunajec a textové vysvetlivky. Smerný vodohospodársky plán SSR, Bratislava.
HANZEL, V. et al. 1979: Základný hydrogeologický výskum Vysokých Tatier a ich predpolia. Záverečná správa. Geofond, Bratislava.
HANZEL, V. 1980: Hydrogeologická charakteristika štruktúrneho vrtu HV-3 Vrbov in J. Nemčok: Záverečná správa za štruktúrny geologický vrt HV-3 Vrbov. Geofond, Bratislava.
HANZEL, V. et al. 1981: Zhodnotenie výsledkov hydrogeologického výskumu východnej časti Belianskych Tatier. Geofond. Bratislava.
HANZEL, V.—POLÁK, M. 1982: Niekoľko geologických a hydrologických poznatkov o mezozoiku v predpolí Vysokých Tatier. Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
HANZEL, V.—NEMČOK, J. 1983: Zdroj termálnej vody vo Vrbove (Popradská kotlina). Geol. Práce, Správy 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. (v tlači).
HARRIS, C. I.—WARREN, G. F. 1964: Adsorption and desorption of herbicides by soils. Weeds. 12.
HILL, A. C. 1971: Vegetation: a sink for atmospheric pollutants. J. Air Poll. Contr. Assoc. 21.
HOVORKA, D. 1972: Katalóg chemických analýz eruptívnych a metamorfovaných hornín kryštalinika, paleozoika, mezozoika Západných Karpát Slovenska a ich minerálov. Náuka o Zemi, sér. Geol. 6, SAV, Bratislava.
HUTCHINSON, M. 1974: Microbiological aspects of ground water pollution. In: Ground Water Pollution in Europe. Water Information Center, Port Washington, New York.
HYÁNKOVÁ, K.—MELLIORIS, L. 1971: Minerálne vody oblasti Vysokých Tatier. Manuskript-archív Katedry hydrogeológie PF UK, Bratislava.
HYNIE, O. 1931: Geologicko-hydrogeologické dobrozdání o projektu Podtatranského skupinového vodovodu. Geofond, Bratislava.

HYNIE, O. 1955: Hydrogeologický posudek o shledávání vody pro mlékárnu ve Veľké Lomnici. Geofond, Bratislava.
CHMELÍK, F. 1958: Závěrečná zpráva o geologických výzkumech centrálně-karpatského paleogénu v oblasti Nízkých a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohoří za r. 1955—1958. Geofond, Praha.
CHMELÍK, F. et al. 1963: Opěrná vrtba Vlachy-1. Práce Výzk. Úst. čs. Naft. Dolů, 20, Praha.
CHUDÍKOVÁ, O.—CHUDÍK, I. 1978: O antropizácii prírody TANAP-u. Zborník TANAP 20, Osveta Martin.
JACOB, C. E. 1963: Determining the permeability of watertable aquifers. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1536-I, Washington.
JASOVSKÝ, J. 1975: Informatívna správa o stave uplatňovania právnych predpisov na úseku ochrany čistoty ovzdušia a o využití a likvidácii tuhých odpadov. Manuskript-archív ONV, Poprad.
JECH, P. 1978: Znečisťovanie vôd v Tatranskom národnom parku ako dôsledok antropických vplyvov. Zborník TANAP 20, Osveta, Martin.
JETEL, J. 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. Knihovna ÚÚG, 58, Praha.
KANTOR, J. 1959: Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a kryštalických bridlíc podľa rádioaktívneho rozpadu K^{40}. Geol. Zbor. SAV, 10, 1, Bratislava.
KELLER, W. A.—BALGORD, D.—REESMAN, A. L. 1963: Dissolved products of artipicially pulverized silicate minerals and rock. J. sed. Petrology, 33, Manosha, Wisconsin.
KILLE, K. 1970: Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasser-neubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. Z. Dtsch. geol. Gessell. Sonderheft Hydrogeologie und Hydrogeochemie. Hannover.
KLIMASZEWSKI, M. 1950, 1951: Rzezba Podhala. Czas. geogr., 21, 22. Wroclaw.
KLIMASZEWSKI, M. 1959: Rozwój geomorfologiczny Tatr polskich. Z badań geol. wyskonanych w Tatrach i na Podhalu., 5, Warszawa.
KONČEK, M. 1973: Klimatické pomery Tatier. Zborník prác o Tatranskom národnom parku, 15, Osveta, Martin.
KONČEK, M. et al. 1974: Klíma Tatier. Veda, Vydav. SAV, Bratislava.
KONYA, J. 1977: Poznatky a skúsenosti z konferencie v Budapešti v manipulácii a zúžitkovaní hnojovnice. In: Vplyv poľnohospodárskeho znečistenia na kvalitu povrchových a podzemných vôd, Bratislava.
KOREŇ, M. 1974: Krasové javy v povodí Belanky a Hybice. Slovenský kras, 12, Osveta, Martin.
KOŠTIALIK, J. 1958: Geomorfologické pomery doliny Javorinky vo Vysokých Tatrách. Geogr. Čas. SAV, 1, 2, Bratislava.
KOTAŃSKI, Z. 1958: Preglacjetne i interglacjetne osady W. Tatrach. Acta geol. pol., Warszawa.
KOTAŃSKI, Z. 1961: Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. Acta geol. pol. 11, 2—3, Warszawa.
KOUTEK, J. 1936: O geologických a sedimentárně petrografických výzkumech v paleogénu Liptovské kotliny na Slovensku. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 12, Praha.
KRÁSNÝ, J. 1970: Zpracování a plošné vyjádření některých hydrogeologických prvků v mapách. 5. hydrogeologická konference. Sbor. referátů, Gottwaldov.
KRIPPEL, E. 1963: Postglaciálny vývoj lesov Tatranského národného parku. Biolog. Práce, 9, 40. Bratislava.
KSANDR, J. 1954: Geomorfologické studie dolin jižního svahu V. Tater. Rozpr. ČAV, řada MPV, Praha.
LIKENS, G. E.—BORMAN, F. H.—PIERCE, R. S.—EATON, J. S.—JOHNSON, N. M. 1977: Biogeochemistry of a Forested Ecosystem. Springer-Verlag, New York.
LINKEŠ, V. 1980: Pôdy Vysokých Tatier a ich predpolia. Manuskript-archív VÚPVR Bratislava, Výsk. stanica B. Bystrica.
LUKNIŠ, M. 1956: Náčrt geomorfológie Tatier. Príroda Tatran. národ. parku, Martin.
LUKNIŠ, M. 1959: Reliéf a rozčlenenie kvartérnych útvarov vo Vysokých Tatrách a na ich predpolí. Geol. Zbor., 10, 1, SAV, Bratislava.
LUKNIŠ, M. 1959: Problémy Štrbského plesa a jeho ochrany. Geogr. Čas. SAV, 11, 4, Bratislava.
LUKNIŠ, M. 1965: Veľká Žltá stena. Vysoké Tatry 4, 4, 21, Tatranská Lomnica.
LUKNIŠ, M. 1968: Geomorfologická mapa Vysokých Tatier a ich predpolia. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
LUKNIŠ, M. et al. 1972: Slovensko 2, Príroda, Obzor, Bratislava.

LUKNIŠ, M. 1973: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Veda, Vydav. SAV, Bratislava.
MACKŮ, M. et al. 1959: Results of chemical analysis of precipitation colected on territory of Czechoslovak republic in IGY. Práce Geofyz. Úst. Čs. Akad. Věd, 124, Praha.
MÁJOVSKÝ, J. 1972: Geofyzikálne merania v oblasti Vysokých Tatier. Geofond, Bratislava.
MÁJOVSKÝ, J. 1976: Geofyzikálne merania v oblasti Vysokých Tatier (doplnko k správe z roku 1972). Geofond, Bratislava.
MÁJOVSKÁ, J. 1977: Geofyzikálny prieskum Popradskej kotliny. Geofond, Bratislava.
MATĚJKA, A. 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sborník SGÚ, ČSR 5, Praha.
MATĚJKA, A. 1928: Geologická dobrozdání o ochraně oblasti pro prameny vodovodu SDÚ v Dolnom Smokovci. Geofond, Bratislava.
MATĚJKA, A. 1935: Geologie okolí lázní Lúček na Slovensku. Věstník SGÚ ČSR 5, Praha.
MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Súbor diagnostických a prognostických máp o krajine a životnom prostredí. Geograf. Úst. SAV, Bratislava.
MAYER, R. 1971: Biolement — Transport im Niederschlagenwasser und in Bodenlösung eines Wald-eokosystems. Göttinger Bodenkundliche Berichte 19, Göttingen.
MCGAUHEY, P. H.—KRONE, R. B. 1954: Report on Investigation of travel of pollution. California State Water Pollution Board, Publ. No. 11.
MELIORIS, L.—HYÁNKOVÁ, K. 1971: Minerálne vody oblasti Vysokých Tatier. Archív Katedry hydrogeol. PF UK, Bratislava.
MELIORIS, L.—TOMLAIN, J. 1973: Niektoré výsledky aplikácie hydrometeorologických metód pri riešení hydrogeologických pomerov Západných Tatier. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geologica, 25, Bratislava.
MENZIE, C. M. 1869: Metabolism of pesticides. Special Report No. 127, U. U. Fish and Widdlife Service. U. S. Department of the Jutevior.
MIDRIAK, R. 1977: Pôdnodeštrukčné procesy vo vysokohorských polohách čs. Karpát. Zbor. 4, čs. pôdoznal. konf. v Brne, 1, SVTS — Dom techniky, Košice.
MIDRIAK, R. 1978: Intenzita potenciálnej erózie pôdy v Tatrách. Zborník TANAP 20, Osveta, Martin.
MICHALIK, A. 1955: Polewy glazowe w Tatrach. Acta geol. Pol. 5, Warszawa.
MÔCIK, A. 1975: Selektívna adsorbcia iónov na pôdach, pôdnych zložkách a na ílových mineráloch pri širokom rozsahu koncentrácie. Autoreferát dizertácie. VÚ PVR, Bratislava.
NECHAY, W. 1929: Z petrografii trzonu krystalicznego Tatr. Kosmos, 54, ser. A. Mem. Lwow.
NEMČOK, J. — HANZEL, V. et al. 1981: Štruktúrny vrt Vrbov-1. Geofond, Bratislava.
ONDRUŠ, L. 1958: Doplňujúci hydrogeologický prieskum pre JRD Liptovská Kokava. Geofond, Bratislava.
OSLANEC, J. 1967: Štrbské Pleso — stanica TEŽ. Geofond, Bratislava.
PACL, J. 1968: Vodná bilancia územia TANAP-u. Manuskript-archív TANAP-u. Tatranská Lomnica.
PACL, J. 1973: Hydrológia Tatranského národného parku. Zborník prác o Tatranskom národnom parku, 15, Osveta, Martin.
PARTSCH, J. 1923: Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig.
PAČES, T. 1972: Chemické rovnováhy v přírodním systému voda—hornina—atmosféra. Knihovna ÚÚG, Praha 43.
PASTOREK, F.—KRAVEC, J. 1974: Správa o súčasnom stave na úseku čistoty povrchových a podzemných vôd v okrese Poprad. Manuskript-archív ONV Poprad.
PIERCE, R. S.—HORNBECK, J. W.—LIKENS, G. E.—BORMANN, F. M. 1970: Effect of elimination of wegetation on stream wateř quantity and quality. In: Procedings of the Symposium (Welington). Internat. Asociation of Sci. Hydrology, Publication 96, Welington.
PÍCHA, F. 1962: Výsledky sedimentologického výzkumu paleogénu centrálních Karpat. Geofond, Praha.
PIŠOFT, O.—GAMBATÝ, M. 1974: Výskum produkcie a manipulácie s kalmi v regióne Vysokých Tatier. Manuskript-archív VÚVH, Bratislava.
PORUBSKÝ, A. 1971: Vhodnosť riečnych nív Popradu, Torysy a Ondavy ležiacich vo flyšových pásmach pre získanie vodných zdrojov. Geogr. Čas. 23, 3, SAV, Bratislava.
PSOTKA, J. 1974: Marec 1974, mesiac vrcholových lyžiarskych pretekov vo Vysokých Tatrách. Vysoké Tatry, 13, 1, Tatranská Lomnica.
RABOWSKI, P. 1938: Uwagi tyczane sie tektoniki trzonu krystalicznego Tatr. Bind. Państw. Inst. Geol. 4, Warszawa.

ROMER, E. 1929: Tatranská epoka lodowa. Práce Geograf. wydaw. przez prof. E. Romera, serz., 11, Lwów.
ROTH, Z. 1938: Geologické poměry okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpr. Čsl. Akad. Věd, 2, 48, 13, Praha.
RUSINA, Ľ. 1969: Hydrogeologický prieskum pre chatu TOS Trenčín v Tatranskej Štrbe. Geofond, Bratislava.
RUSINA, Ľ. et al. 1972: Záverečná správa. Veľká Lomnica — hdg. prieskum. Geofond, Bratislava.
RUSINA, Ľ. 1973: Skalnaté pleso — hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava.
RUSINOVÁ, I. 1974: JRD Gerlachov. Geofond, Bratislava.
ŘÍHA, M. 1961: Zhodnotenie hdg. vrtov štátnej pozorovacej siete Československa — povodie Popradu. Geofond, Bratislava.
STUMM, W.—MORGAN, J. J. 1970: Aquatic Chemistry. Interscience, New York.
SUPKA, J.—PORUBSKÁ, M. 1975: Zeleň a automobilizmus v mestskom prostredí. Fólia dendrologica, 3, Bratislava.
SVOBODOVÁ, V. 1974: Chemizmus drenážních vod a ztráty živin z půdy. In: Hydrogeologické problémy ochrany podzemních vod. Dům techniky, Brno.
SWENSON, R. M. et al. 1949: Fixation of phosphate by iron and aluminium and replacement by organic and inorganic ions. Soil Sci. 67, Baltimore.
SÝKORA, M. 1980: Vysoké Tatry, Kanalizace a ČOV. (Studie). Manuskript-archív VVaK, Košice.
SZAFER, W. 1947: Flora pliocéńska z Krościenka nad Dunajcem 1, 2. Wydz. Mat. Przyr. PAU, 12, 162, 213, Warszawa.
SZAFLARSKI, J. 1937: Ze studiów nad morfologia i dyluwium poludniowych stoków Tatr. Przce Inst. Geol. Univ. Kraków.
ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. JGRA 11, Wien.
ŠŤASTNÝ, V. 1926: O mezozoických ostrovech v Liptovské kotlině. Rozpr. Čes. Akad. Věd a Um. 2, tř. 35, 11, Praha.
ŠUBA, J.—HANZEL, V. et al. 1978: Hydrogeologická rajonizácia SSR. Manuskript-archív Domu techniky, ČSVTS, Bratislava.
ŠURKA, A. 1958: Mezozické ostrovy Liptovskej kotliny. Dipl. práca, manuskript-archív FGGV UK, Bratislava.
TARTAL, M. 1961: Správa o hdg. prieskume pre JRD Veľká Lomnica, okr. Poprad. Geofond, Bratislava.
TARTAL, M. 1964: Správa o výsledku hdg. prieskumu na zabezpečenie pitnej vody pre hospod. dvor JRD Malý Slavkov. Geofond, Bratislava.
TKÁČIK, P. et al. 1962: Výskum prameňov minerálnej vody — Východoslovenský kraj. okr. Poprad. Manuskript-IGHP, Žilina.
TOMLAIN, J. 1965: Priestorové a časové rozloženie výparu z povrchu pôdy na území ČSSR. Geogr. Čas. 17, 3, SAV, Bratislava.
TÚMA, V. 1962: Zhodnotenie hydrogeologických prác pre OSP v Kežmarku. Geofond, Bratislava.
TURE, L. 1961: Evaluation des besoins en can d'irrigation, évapotranspiration potentialle. Ann. agronomiques, I., Paris.
TURNAN-MORAWSKA, M. 1948: Z mikrogeologii trzonu krystalicznego tatranskiego. Kosmos, ser. K. A., 54, Wroclaw.
TUŽINSKÝ, A. et al. 1972: Liptovská kotlina — hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava.
VALUŠIAK, I. a kol. 1971: Lučivná — dielčia záverečná správa. Geofond, Bratislava.
VAŠKOVSKÝ, I. 1977: Kvartér Slovenska (Quaternary of Slovakia). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
VEN TE CHOW 1964: Handbook of Applied Hydrology. McGraw-Hill Book Comp. New York, Toronto, London.
VERČIMÁK, J. 1974: Vyhodnotenie prevedenia hydrogeologického vrtu TS-1 v Tatranskej Štrbe. Geofond, Bratislava.
VITÁSEK, F. 1924: Naše hory ve věku ledovém. Sborník Čs. Spol. zeměp., 30, Praha.
VITÁSEK, F. 1931: Fysický zeměpis Tater. Naše Tatry, Praha.
VOLKO-STAROHORSKÝ, J. 1923: Eocén Liptova. Sbor. Stát. geol. Úst. ČSR, 2, Praha.
VRANA, K. 1981: Geochemické štúdium vôd v procese chemického zvetrávania kryštalických hornín Malých Karpát. Manuskript-archív Kat. geochémie PF UK, Bratislava.

WAGNER, J. 1963: Hydrogeologický prieskum pre 9/13-triednu školu vo Veľkej Lomnici. Geofond, Bratislava.
WAGNER, J. 1970: Výsledok hydrogeologického prieskumu pre 9/15 triednu školu v Stráňach pod Tatrami. Geofond, Bratislava.
WHITE, E. J. — TURNER, F. 1970: A method of estimating income of nutrients in catch of airborne particles by a woodland canopy. J. appl. Ecol. 7,
ZAKOVIČ, M.—HANZEL, V. 1976: Hydrogeológia územia listu 26 — Žilina, mapy ČSSR 1:200 000. Geofond, Bratislava.
ZEJSZNER, L. 1851: Opis skal plutonicznych Tatr. Tow. Nauk. Kraków.

V. Hanzel—S. Gazda—I. Vaškovský

Hydrogeology of the southern part of the Vysoké Tatry Mts. and of their foreland

The studied region consists of two morphological units: the northern alpine unit represented by southern slopes of the Vysoké Tatry Mts. (High Tatra), and the southern depressional unit, denoted as the Podtatranská kotlina depression (E. MAZÚR—M. LUKNIŠ 1978). It extends to the studied region by the most part of the Popradská kotlina depression and by the eastern part of the Liptovská kotlina basin (Fig. 1). The Vysoké Tatry Mts. consisting of crystalline complexes, are divided from the Podtatranská kotlina depression by a conspicuous dislocation zone — the sub—Tatran—fault. Geological structure of the region comprises beside crystalline complexes also the Mesozoic in the form of several smaller islands, the Paleogene, and mainly Quaternary sediments.

Thicknesses of Quaternary sediments are controlled by the relief of pre-Quaternary basement. The analysis of geophysical data and interpretation of hydrogeological bore holes VTH-1 to VTH-8 show that the greatest thicknesses of sediments are in a 1.5 to 4.0 km wide belt along the southern periphery of the Vysoké Tatry Mts. on their contact with the Podtatranská kotlina depression. Hydrogeological bore holes VTH-7 (Štrbské pleso) and VTH-8 (Vyšné Hágy) revealed the thicknesses up to 400 m. To the south and southeast, from the foothill to river valleys of Poprad and Biely Váh, the thickness of sediments decreases and the basement rocks crop out (the Mesozoic and the Paleogene).

There are several genetic types of Quaternary sediments: glacigenic (Würm, Riss, Mindel), glacifluvial, fluvial, and polygenetic accumulations. They are characterized by extremely variable grain size. In their age they range from the Pleistocene to the Holocene.

On the basis of systematical regime observations of the Belanský potok brook at Tri Studničky in the years 1977—1980 the specific runoff of ground water from granitoids in the Vysoké Tatry Mts. was determined. According to Foster's method it is $7.8\ l.s^{-1}.km^{-2}$ and according to Kille's method it is $6.8\ l.s^{-1}.km^{-2}$. The minimal runoff varied between 4.2 and $1.2\ l.s^{-1}.km^{-2}$.

Although carbonates of the Mesozoic and of the basal lithofacies of the Paleogene form only some small islands along the western part of the sub-Tatran fault, on the area of 15.5 sqkm, there are some barrier springs issuing from the carbonates. The yield of the springs is 180.0—$5.0\ l.s^{-1}$. It is the result of the draining effects of the carbonates upon Quaternary sediments and crystalline complexes.

Quaternary sediments, mainly glacigenic and glacifluvial, are the most important ground water collectors in the region.

It is to be noticed that in the foreland of the Vysoké Tatry Mts. in impermeable Paleogene flysch sediments are occasional depressions of tectonic or morphologic origin, filled with Quaternary sediments. In such depressions are reservoirs of ground water. Such depression is SE of Tatranská Polianka. It was revealed by the bore hole VTH-3. Thickness of glacifluvial gravels and sands is 46.0 m (Fig. 3a—c).

Aquosity of Quaternary sediments of various genetic types was testified by 7 bore holes to depths ranging from 441.90 (VTH-7 Štrbské pleso) to 14.0 m (VTH-2 Rakúsy). For permeability of glacigenic sediments the granulometric character of filling among boulders of moraines is important (Tab. 13). Coefficient of transmissibility of glacigenic sediments ranges from $9.93.10^{-3}.m^2.s^{-1}$ to $1.57.10^{-4}.m^2.s^{-1}$, and specific yield of bore holes from 3.01 to $0.27.l.s^{-1}$ (Tab. 24). Coefficient of permeability is 10^{-3} to $10^{0}\ m.s^{-1}$.

Glacifluvial sediments with the average thicknesses of 35.0—25.0 m, scarcely 80.0—40.0 m have lower permeability because of the present silt-clayey fraction. Their permeability coefficient is in order of 10^{-2} m.s^{-1} and changes up to 10^{-7} m.s^{-1} (Tab. 27, 30). Specific yield of bore holes is 1.43—0.02 l.s^{-1}.m^{-1} (Tab. 27, 29) and of transmissibility coeficient (Tab. 29) is $6.25.10^{-3}$ m^{-2}.s^{-1}—$4.40.10^{-5}$ m.s^{-1}.

Chemical analyses treated by the basical mathematical-statistical method revealed the intricate hydrochemical conditions in the studied region. Dominant are waters of Ca(Mg)—HCO_3 type with frequent transitions to the Ca—SO_4 type, and mixed type waters genetically related to crystalline complexes and glacigenic sediments. Scarcely occurring Ca—SO_4 waters and the intermediary Ca—SO_4—HCO_3 waters are genetically related to glacigenic and glacifluvial sediments. Quaternary sediments and partly the Paleogene are characterized by local occurrences of Ca(Mg)—HCO_3 with variable Na—HCO_3 component. They are most frequent in glacifluvial sediments. T.D.S. in ground waters (Tab. 32) of crystalline complexes range from 44.0 to 14.8 mg.l^{-1}, in glacigenic, glacifluvial and polygenetic sediments from 121.1 to 10.0 mg.l^{-1}, in fluvial sediments from 339.8 to 78.4 mg.l^{-1}, and in Paleogene sediments from 799.7 to 179.9 mg.l^{-1}.

Natural springs of cold carbonic mineral waters and partly also hydrosulphur waters are associated with the sub-Tatran fault and with parallel faults. A group of common acidic waters is in the area of Smokovec, another at the NE termination of the Vysoké Tatry in the area of Slovenská Ves—Toporec. Sulphitogenic acidic waters genetically related to Paleogene sediments represent a particular group.

Carbonatogenic hyperthermae revealed by the bore hole Vr-1 in Vrbovo near Kežmarok with water temperature 56.0 °C and the yield on the mouth of the bore hole 28.3 l.s^{-1} represent an independent and quite new group of mineral waters in the Popradská kotlina depression. They are calcium(magnesium)-bicarbonate waters with mineralization 3.9 g.l^{-1}.

A several years'observation of ground water regime shows that the lowest yields and levels occur in January—February, or in March—April according to altitude above sea level. The occurrence of highest yields and levels of ground water in May, June, July and August is typical of the studied area.

On the basis of daily observations of runoff from the region in the years 1975—1980 the natural sources of ground water were calculated.

The studied region occupies 478.9 sqkm, 150.5 sqkm of which are occupied by crystalline complexes, a small part by Mesozoic and Paleogene sediments, and the most part by Quaternary sediments.

The analysis of the base flow recession curve shows that the calculation according to excess flow curve, corresponding to the 330-days'excess of flow (Tab. 59) is the best way of the determination of natural sources in the studied region. Natural sources of ground waters consist of two components. The first is represented by natural sources drained by surficial flows, calculated from the excess flow curve, the second one is represented by hidden runoff of ground waters, calculated from hydrologic balance.

Generally, natural sources of ground water represent 5.546.0 l.s^{-1} which corresponds to the average specific runoff of ground water 11.5 l.s^{-1}.km^{-2} (Tab. 59). Of this amount the natural sources in Quaternary sediments drained by surficial flows represent 2.736.0 l.s^{-1} which is the average specific runoff 8.3 l.s^{-1}.km^{-2}. In the crystalline complexes the natural sources represent 662.0 l.s^{-1}.

The runoff of ground water calculated by the method of Foster and Kille is substantially higher (Tab. 59) and corresponds to 270 days'water (Tab. 44). The datum also comprises a great part of hypodermic runoff.

The minimal runoff equal to the minimal runoff of the entire region is 2.139.0 l.s^{-1}.km^{-2} which corresponds to the minimal specific runoff 4.4 l.s^{-1}.km^{-2} (Tab. 60).

Hydrogeological balance (Tab. 54) of 7 balance-evaluated areas distinguished in the region, shows that in average 15.5 % of precipitations in the region represent a hidden runoff. This date also comprises errors caused by inexact determination and calculation of some members of the balance equation. Hydrogeological bore holes VTH-7 (Štrbské pleso), VTH-8 (Vyšné Hágy) and VTH-6 (Tatranská Polianka) show that ground waters from Quaternary sediments and from crystalline complexes are partly drained along the sub-Tatran fault by carbonates of the Mesozoic and of the basal Paleogene lithofacies. These waters participate in the genesis of thermal waters in the Podtatranská kotlina depression where they were testified by the bore hole Vr-1 in Vrbovo near Kežmarok. Beneath the Paleogene flysch sediments at the depth 1.490.0 m the drilling reached carbonates of the Paleogene basal lithofacies and markedly disturbed Triassic dolomites of the Choč nappe, with accumulated calcium-(magnesium)-bicarbonate thermal waters (Fig. 42, Tab. 61).

With respect to the protection of ground water it is necessary to know that classical sources of contamination have only a partial influence upon chemical composition of ground water in the studied region. Most effective are solid and liquid wastes from tourism, negative influence of motorism (Tab. 68), of wood industry, exhalates from industrial areas transported to the area of interest by contaminated precipitation. Selfpurifying and filtration abilities of the most part of the rock environment are low. They increase from fissure-karst carbonates of the Mesozoic, porous glacigenic sediments to fissure rocks of crystalline complexes, porous glacifluvial sediments and fissure-porous Paleogene sandstones.

Explanation of Figures

Fig. 1 Geomorphological division of the region (according to E. Mazúr—M. Lukniš, 1980)

Fig. 2 Map of recording gauge stations and precipitation gauge stations and areas of balance evaluation
1 — border of the whole area of balance evaluation, 2 — borders of individual areas of balance evaluation, 3 — number and name of balance-evaluated area, 4 — recording gauge station, 5 — water gauge station, 6 — exploitation of water from surface flow, 7 — exploitation of water from spring, 8 — precipitation gauge station.

A. Recording gauge stations
1 — measuring weir on Šumivý prameň spring, 2 — Čierna voda — Tatranská kotlina, 3 — Belský potok — Spišská Belá, 4 — Čierna voda — Strážky, 5 — Mlynický potok — Kežmarok, 6 — Biela voda — Kežmarok, 7 — Stráňanský potok — Kežmarok, 8 — Slavkovský jarok — Malý Slavkov, 9 — Skalnatý potok — Veľká Lomnica, 10 — Studený potok — Veľká Lomnica, 11 — Červený potok — Matejovce, 12 — Slavkovský potok — Matejovce, 13 — Velický potok — Poprad-Veľká, 14 — rieka Poprad — Svit, 15 — Velický potok — Velické pleso, 16 — Malý Poprad — Tatranská Štrba, 17 — Štrbský potok — Važec, 18 — Biely Váh — Važec, 19 — Mlyničná voda — Važec, 20 — Beliansky potok — Tri studničky, 21 — Belianska voda — Važec, 22 — Beliansky potok — Východná, 23 — Hybica — Kráľová Lehota,

B. Precipitation gauge stations
1 — Tatranská kotlina, 2 — Kežmarok, 3 — Tatranská Lomnica, 4 — Skalnaté pleso, 5 — Lomnický štít, 6 — Pod Svišťovým štítom — totalizer, 7 — Zbojnícka chata — totalizer, 8 — Pod Streleckou vežou — totalizer, 9 — Hrebienok, 10 — Starý Smokovec, 11 — Poprad, 12 — Štrbské pleso, 13 — Popradské pleso — totalizer, 14 — Pod Sedielkom (Jamské pleso) — totalizer, 15 — Važec, 16 — Východná, 17 — Podbanské, 18 — Hybe, 19 — Kráľová Lehota, 20 — Liptovský Hrádok, 21 — Pribylina,

C. Exploitation of water from surface flows and springs
1 — from the brook Biela voda at Mlynčeky (Kežmarok aqueduct); 2 — from springs Pod lesom — Smokovce (Tatran group aqueduct); 3 — from springs Pod kamenným brodom at Tatranská Štrba, 4 — from springs Pod Šulkovou at Tatranská Štrba, 5 — from springs near Važec (Važec aqueduct)

Fig. 3a Map of geological-geophysical profiles I—VII
Fig. 3b Geological-geophysical profiles I—IV (compiled by J. Májovský—V. Hanzel 1982)
Fig. 3c Geological-geophysical profiles V and VI (by J. Májovský—V. Hanzel 1982)
Explanations: 1 — gravels, sands, loams; Quaternary, 2 — claystones, sandstones; Peleogene, 3 — carbonate sediments; Mesozoic, basal Paleogene, 4 — crystalline complex, 5 — faults, 6 — interpreted geological-geophysical boundary, 7 — specific resistance of rock environment (m), 8 — VES point

Fig. 4 Stratigraphical scheme of division of sediments in boreholes in Vysoké Tatry Mts. and their foreland (by I. Vaškovský—V. Hanzel 1979)
1 — sediments of last glacial — Würm, 2 — sediments of last glacial — Riss/Würm, 3 — sediments of penultimate glacial — Riss, 4 — sediments of interglacial — Mindel/Riss, 5 — Mindelian sediments,

6 — Early Pleistocene sediments, 7 — Paleogene sediments undivided, 8 — Mesozoic sediments undivided, 9 — Quaternary, 10 — Paleogene, 11 — Mesozoic

Fig. 5a Grain size curves of glacigenic sediments (Riss)
1 — borehole VTH-6, from depth 25.0 m, 2 — borehole VTH-7, from depth 98.5 m, 3 — borehole VTH-8, from depth 91.0 m, 4 — borehole HV-4, from depth 16.0 m
Fig. 5b Grain size curves of glacigenic sediments (Würm) — filling among blocks and boulders
1 — borehole VTH 1, from depth 14.5 m, 2 — borehole VTH-7, from depth 34.0 m, 3 — borehole VTH-8, from depth 27.0 m, 4 — borehole at Skalnaté pleso, from depth 15.0 m, 5 — exposure in moraine beneath Štrbské pleso
Fig. 5c Grain size curve of glacifluvial sediments (Mindel)
1 — borehole VTH-6, from depth 38.0 m, 2 — borehole VTH-8, from depth 157.0 m, 3 — borehole HV-4, from depth 103.0 M
Fig. 5d Grain size curves of glacifluvial sediments (Würm);
1 — borehole VTH-2, from depth 1.7 m, 2 — borehole VTH-3, from depth 14.7 m, 3 — borehole VTH-6, from depth 9.5 m
Fig. 5e Grain size curves of polygenetic debris (Early Pleistocene) 1 — borehole VTH-6, from depth 123.0 m, 2 — borehole VTH-7, from depth 183.0 m, 3 — borehole VTH-8, from depth 408.0 m

Fig. 6 Ground water runoff from crystalline complex of the Beliansky potok (brook) drainage area (Tri studničky), determined by Foster's method
1 — separation line, 2 — surface runoff, 3 — underground runoff

Fig. 7 Determination of ground water runoff from crystalline complex of the Beliansky potok (brook) drainage area at Tri studničky (1977—1980) by Kille's method

Fig. 8 Piper's systemizing diagram
1 — ground waters of crystalline complexes, 2 — ground waters of polygenetic debris, 3 — ground waters of glacigenic sediments, 4 — ground waters of glacigenic sediments, 4 — ground waters of glacifluvial sediments, 5 — Mesozoic ground waters, 6 — Paleogene ground waters

Fig. 9 Stability diagram
Stability field of I — gibbsite, II — kaolinite, III — Na-montmorillonite, IV — albite
Ground waters of 1 — crystalline complexes, 2 — polygenetic debris, 3 — glacigenic sediments, 4 — glacifluvial sediments

Fig. 10a Distribution of non-equilibrated indexes of partial systems
Fig. 10b Distribution of non-equilibrated indexes of partial systems

Fig. 11 Correlation of Na^+ and SiO_2 concentration in silicatogenic waters
Fig. 12 Correlation of Ca^{+2} and SiO_2 concentration in silicatogenic waters
Fig. 13 Distribution of ground water mineralization
Fig. 14 Distribution of Ca^{+2} in ground waters
Fig. 15 Distribution of SiO_2 in ground waters
Fig. 16 Distribution of Na^+ in ground waters
Fig. 17 Relation of ground water mineralization to altitude above sea level
1 — springs from crystalline complexes, 2 — springs from polygenetic debris, 3 — springs from glacifluvial sediments
Fig. 18 Relation of mineralization to A_2 in silicatogenic waters
Fig. 19 Map of distribution of mineral waters in southeastern foreland of Vysoké Tatry Mts. (by V. Hanzel 1982)
1 — crystalline complexes, 2 — Mesozoic, 3 — Paleogene, 4 — faults, 5 — mineral spring with CO_2 (No of spring according to Tab. 42), 6 — escape of dry CO_2, 7 — mineral spring with H_2S, 8 — borehole with thermal water

Fig. 20 Changes in chemical composition of silicatogenic mineral waters in relation to depth of circulation

Fig. 21 Graph of spring regime — Smokovec kyselka

Fig. 22 Time course of changes of chemical composition of spring water — Smokovec kyselka

Fig. 23a Graph of variability of average month yield of springs from glacigenic sediments in 1975—1980
Springs:
1 — Šulková (T. Štrba), 2 — Pod cestou slobody (V. Hágy), 3 — Kuzmanove (T. Lomnica), 4 — Východný (T. Lomnica), 5 — Na jamách (T. Lomnica), 6 — Pod kamenným brodom (T. Štrba)
Fig. 23b Graph of variability of average month yield of springs from glacifluvial sediments in 1975—1980
Springs:
1 — Starý and Nový (Gerlachov), 2 — Pod lesom (D. Smokovec), 3 — kamenný mostík (D. Smokovec), 4 — Važec, 5 — Pri ceste slobody (H. Smokovec), 6 — Nový Smokovec
Fig. 23c Graph of variability of average month yield of springs from Mesozoic and crystalline complexes in 1975—1980
1 — Kundrátovo spring (Východná), from Mesozoic, 2 — "Päť prameňov" (St. Smokovec), (from crystalline complexes)
Fig. 23d Graph of fluctuation of average month yield of the spring Tri studničky in 1975—1980

Fig. 24a Graph of fluctuation of average month level of ground waters in hydrogeological boreholes in 1975—1980
Fig. 24b Graph of fluctuation of average month level of ground waters in boreholes of state observation network

Fig. 25 Time course of yields of the spring Tri studničky, and water level in borehole HV-1

Fig. 26 Time course of changes in level of ground water in hydrogeological boreholes

Fig. 27 Annual precipitation in relation to average annual runoff from individual balance-valued areas in 1975—1980
Balance area:
1 — Biela voda, 2 — Slavkovský potok brook, 3 — Poprad, 4 — Hybica, 5 — Studený potok brook, 6 — Velický potok brook, 7 — Hybica

Fig. 28 Harmonical analysis of regime of chemical composition of spring in Nová Polianka

Fig. 29 Harmonical analysis of regime of chemical composition of spring in Tatranská Štrba

Fig. 30 Harmonical analysis of regime of chemical composition of spring at Popradské pleso

Fig. 31 Correlation of yields and concentrations of sulphates of spring in T. Štrba

Fig. 32 Correlation of yields and mineralization of spring in Tatranská Štrba

Fig. 33a Hydrograms of runoff from southern part of Vysoké Tatry Mts. and their foreland determination of ground water runoff in 1975—1977
Fig. 33b Hydrograms of runoff from southern part of Vysoké Tatry Mts. and their foreland and determination of ground water runoff in 1978—1980

Fig. 34 Role of precipitation in runoff in individual balance — evaluated areas (1975—1980)

Fig. 35 Relation of average annual precipitation to average annual runoff from individual balance — evaluated areas in 1975—1980

Fig. 36 Variability of annual precipitation in 1974—1980 in relation to normal precipitation in long period

Fig. 37 Determination of ground water runoff from southern part of Vysoké Tatry Mts. and their foreland in 1975—1980 (by Kille's method)

Fig. 38 Map of Mesozoic in foreland of Vysoké Tatry Mts. (according to geological map of CSSR 1 : 200 000, partly modified by V. Hanzel)
1 — crystalline complexes, 2 — basal Paleogene lithofacies, 3 — Paleogene flysch lithofacies, 4 — Mesozoic on surface, 5 — Mesozoic covered with Quaternary, 6 — faults, 7 — hydrogeological boreholes

Fig. 39 Map of depths of flysch basement of Paleogene in Popradská kotlina depression (by J. Májovský—V. Hanzel 1982)
1 — hydrogeological borehole, depth of Paleogene basement, 2 — VES station, depth of Paleogene basement, 3 — isolines of depth of Paleogene basement

Fig. 40 Geological-geophysical profile of Popradská kotlina depression (profile VII), (by V. Hanzel—J. Májovský 1980)
1 — Quaternary sediments, 2 — Paleogene flysch lithofacies, 3 — Mesozoic undivided, 4 — crystalline complexes, 6 — specific resistance of rocks (m)

Fig. 41a Graphical record of resistivimetry and thermometry form hydrogeological borehole VTH-6 (Tatranská Polianka) Lithological profile of borehole:
1 — granite boulders, pebbles with sands — Quaternary, 2 — sand — Quaternary, 3 — limestones — Mesozoic, 4 — dolomites — Mesozoic, 5 — sands with fragments of limestones, dolomites
Fig. 41b Graphical record of resistivimetry and thermometry from hydrogeological borehole VTH-7 (Štrbské Pleso)
Lithological profile of borehole:
1 — granite boulders, blocks with sandy filling, Quaternary, 2 — intensely weathered granite fragments, sand, detritus, Quaternary
Fig. 41c Graphical record of resistivimetry and thermometry from hydrogeological borehole VTH-8 (Vyšné Hágy)
Lithological profile of borehole:
1 — medium- and coarse-grained sand, Quaternary, 2 — loam — intensely weathered granite material, Quaternary, 3 — granite pebbles, Quaternary, 4 — limestone fragments

Fig. 42 Geological profile and structure of borehole Vr-1 (Vrbov) with afflux of thermal water

Explanation to Maps

Map 1 Hydrogeological map of southern part of Vysoké Tatry Mts. and their foreland (by V. Hanzel 1979 in cooperation with I. Vaškovský, using basical data by M. Lukniš, P. Gross, A. Gorek)

A. Intensity of aquosity:
1 — very high, 2 — high, 3 — medium, 4 — low

B. Lithology:
5 — quartz diorite and granodiorite, granites, 6 — schists, sandstones, alternant quartzites (Trias), 7 — limestones (Trias), 8 — dolomites (Trias), 9 — marly limestones, marlstones, crinoidal limestones, radiolarian limestones (Jura — Cretaceous), 10 — breccia, conglomerates, organogenic limestones (Paleogene), 11 — claystone formation (Paleogene), 12 — sandstone-claystone, claystone-sandstone formations (Paleogene), 13 — sandstone formation (Paleogene), 14 — mixed stony-sandy-loamy sediments — polygenetic accumulation, proluvia (Quaternary undivided), 15 — stony and stony-loamy

slope sediments (Upper Pleistocene — Holocene), 16 — sands (from disintegrated weathered pebbles) partly loamy, scarce pebbles — glacifluvial sediments (Riss — Donau — Mindel), 17 — gravels, sands, scarce pebbles (nonweathered) — glacifluvial sediments and low terraces (Würm), 18 — weathered boulders with sandy-loamy filling — glacigenic sediments (Riss, Mindel), 19 — nonweathered boulders and blocks with sandy filling — glacigenic sediments (Würm), 20 — gravels — fluvial sediments, middle terraces (Riss), 21 — sandy gravels with scarce pebbles — fluvial sediments undivided, flood-plains of larger flows (Holocene), 22 — peat bog (Holocene)

C. Springs and boreholes:
23 — catched spring (with documentation number), 24 — contact spring, 25 — fissure spring, 26 — erosion spring, 27 — barrier spring, 28 — group of springs (at left: number of springs), 29 — observed spring (state observation network), 30 — spring line, 31 — outflow from drainages, 32 — mineral water spring with CO_2, 33 — escape of dry CO_2, 34 — hydrogeological borehole (GÚDŠ), 35 — observed borehole (state observation network), 36 — geological borehole (GÚDŠ)

D. Other marks:
37 — ponor, 38 — course of ground water flow, 39 — recording gauge station, 40 — water gauge station, 41 — recording gauge station of state observation network, 42 — lake, 43 — faults — established, inferred, covered, 44 — overthrust lines, 45 — strike and dip of beds, 46 — watershed divides of surface flows, 47 — profile lines

Map 2 Schematic map of thicknesses of Quaternary sediments on southern slopes of Vysoké Tatry Mts. and in their foreland (by I. Vaškovský—V. Hanzel 1982)
1 — glacigenic sediments — Mindel, 2 — glacigenic sediments — Riss, 3 — glacigenic sediments — Würm, 4 — periglacial fans — Quaternary undivided, 5 — polygenetic debris — Quaternary undivided, 6 — glacifluvial sediments — Quaternary undivided, 7 — glacifluvial sediments — Mindel, 8 — glacifluvial sediments — Riss, 9 — glacifluvial sediments — Würm, 10 — flood-plains — Holocene, 11 — isolines of thicknesses of Quaternary sediments, 12 — boreholes, 13 — crystalline complexes, 14 — Mesozoic, 15 — Paleogene, 16 — faults — established, inferred

Map 3 Hydrochemical map of southern part of Vysoké Tatry Mts. and of their foreland (by S. Gazda—S. Rapant in cooperation with V. Hanzel 1982)

A. Classification of water according to chemical composition
1 — waters of indefinite chemical composition (Palmer characteristics 50 mval%) with dominant HCO_3—Ca component, 2 — waters of indefinite chemical composition (Palmer characteristics 50 mval%) with dominant SO_4—Ca component, 3 — waters of basical HCO_3—Ca composition (A_2 50 mval%) with approximately equal occurrence of types A_2 distinct (A_2 66 mval%) and A_2 indistinct (50 mval% A_2 66 mval%), 4 — waters of basical distinct HCO_3—Ca composition (A_2 66 mval%)

B. Boundaries of water types
5 — limits of chemical types of water, 6 — limits of waters with various mineralization

C. classification of waters according to mineralization
7 — waters with mineralization lower than 25 $mg.l^{-1}$, 8 — waters with mineralization lower than 25—50 $mg.l^{-1}$, 9 — waters with mineralization lower than 50—100 $mg.l^{-1}$, 10 — waters with mineralization lower than 100—250 $mg.l^{-1}$, 11 — waters with mineralization higher than 250 $mg.l^{-1}$

D. Water source
12 — spring, 13 — borehole, 14 — sampling from surface flow and from lake, 15 — drainage, 16 — well, 17 — mineral spring

E. Occurrences of contaminating ions above the limit of ČSN 830611 for potable waters
18 — content of Fe^{2+}, Mn^{2+} above 0.3, 0.1 $mg.l^{-1}$, 19 — content of NH_4 above 0.3 $mg.l^{-1}$, 20 — content of NO_3 above 15 $mg.l^{-1}$, 21 — content of Cl^- above 50 $mg.l^{-1}$, 22 — content of SO_4^{2-} above 50 $mg.l^{-1}$

Tables 1—69 in text

Tab. 1 Hydrological data on surface flows
Tab. 2 Average monthly and annual air temperature in 1931—1960
Tab. 3 Average annual air temperatures in 1974—1980
Tab. 4 Average precipitation (mm) in 1901—1960
Tab. 5 Average annual precipitation in 1974—1980
Tab. 6 Average precipitation from totalizer in 1974—1980
Tab. 7 Changes in chemical composition of summer precipitation (cumulated samples)
Tab. 8 Chemical composition of winter precipitation in Vysoké Tatry Mts.
Tab. 9 Contents of some trace elements in winter precipitation ($mg.l^{-1}$)
Tab. 10 Average monthly and annual values of vapour (mm)
Tab. 11 Dispersion and average values of contents of some components in granitoid rocks of Vysoké Tatry Mts.
Tab. 12 Chemical analyses of Mesozoic rocks from boreholes VTH-6, VTH-8 and VTH-9
Tab. 13 Granulometric composition of genetic types of Quaternary sediments (by E. Vaškovská 1979)
Tab. 14 Yields of springs from crystalline complexes
Tab. 15 Total runoff and values of flow duration curve from flood-plain of Beliansky potok brook at Tri studničky
Tab. 16 Ground water runoff from crystalline complex in floodplain of Beliansky potok brook at Tri studničky in 1977—1980
Tab. 17 Physical parameters of carbonates of Mesozoic and of basal Paleogene lithofacies
Tab. 18 Yields of sporadically observed springs from Mesozoic and from basal Paleogene lithofacies
Tab. 19 Yields of systematically observed springs from Mesozoic
Tab. 20 Afflux of ground water from carbonates of Mesozoic and Paleogene into surface flows
Tab. 21 Hydrogeological data from boreholes in Paleogene sediments
Tab. 22 Yields of springs from glacigenic sediments
Tab. 23 Afflux of ground water from glacigenic sediments into surface flows
Tab. 24 Hydrogeological and hydraulic parameters from boreholes in glacigenic sediments
Tab. 25 Yields of springs from glacifluvial sediments
Tab. 26 Afflux of ground water from glacifluvial sediments into surface flows
Tab. 27 Hydrogeological and hydraulic parameters of glacifluvial sediments from boreholes realized by various organizations
Tab. 28 Hydrogeological and hydraulic parameters of fluvial sediments
Tab. 29 Hydrogeological and hydraulic parameters from boreholes realized by GÚDŠ in glacifluvial sediments
Tab. 30 Hydraulic conductivities calculated from grain size curves
Tab. 31 Determined types of chemical composition of ground waters and their distribution in principal hydrogeological complexes
Tab. 32 Dispersion and average values (medians) of basical hydrogeochemical parameters of ground waters
Tab. 33 Weighted means of chemical composition of precipitation for and after throughflow (for the period of 1. 6. 1969—28. 10. 1969)
Tab. 34 Average chemical composition of precipitation, soil solutions and surface water (March 1966—April 1967)
Tab. 35 Extreme values and arithmetic means of calculated non-equilibrium indexes of some partial silicate systems (according to S. Gazda et al. 1979)
Tab. 36 Principal mathematical-statistical characteristics of silicatogenic waters (=131)
Tab. 37 Chemical composition of silicatogenic waters of crystalline complexes of some core mountains of the West Carpathians
Tab. 38 Carbonatogenic waters of the Tatra Mts.
Tab. 39 Paleogene carbonatogenic waters evidenced by drilling
Tab. 40 Changes in chemical composition of fluviogenic waters along Poprad river
Tab. 41 Chemical composition of fluviogenic waters of affluents of Poprad river
Tab. 42 Chemical composition of mineral waters

Tab. 43 Regime of chemical composition of spring "Smokovecká kyselka"
Tab. 44 Total runoff from southern slopes of Vysoké Tatry Mts. and their foreland in 1975—1980
Tab. 45 Regime observation of ground water level in hydrogeological boreholes
Tab. 46 Regime observation of ground water level in boreholes of state observation network
Tab. 47 Changes in physical-chemical parameters of regime-observed springs
Tab. 48 General regime of spring "Štrba" in Tatranská Štrba
Tab. 49a—g Statistic data on runoff from balance regions in 1975—1980
Tab. 50 Statistic data on runoff in 1975—1980
Tab. 51 Average exploited amount of water from balance areas in 1975—1980
Tab. 52 Afflux of water into balance area I Biela voda
Tab. 53 Survey of transfer of ground water storage among individual hydrogeological years of the period from 1975 to 1980 (balance area Studený potok)
Tab. 54 Average hydrogeological balance of area in 1975—1980
Tab. 55 Comparison of precipitation in 1974—1980 to normal precipitation in long time
Tab. 56 Determination of ground water runoff by Kille's method in 1975—1980
Tab. 57 Determination of ground water runoff by Foster's method
Tab. 58 Afflux and loss of water in surface flows in moraines
Tab. 59 Natural sources of ground water in 1975—1980
Tab. 60 Minimal flow away by surface flows in 1975—1980
Tab. 61 Hydrogeological data from boreholes in Paleogene basement in Popradská kotlina depression
Tab. 62 Local exploitation of water sources
Tab. 63 Exploited water amount in 1975—1980
Tab. 64 Chemical composition of putrid mud (O. Pišoft—M. Gambatý 1974)
Tab. 65 Average composition of solid waste in studied area (according to I. Baller 1975)
Tab. 66 Pb-content in soils along main roads in Vysoké Tatry Mts.
Tab. 67 Consumption of mineral fertilizers in individual agricultural enterprises in studied area (according to OPS Poprad)
Tab. 68 Amount and composition of excrements of domestic animals (in recalculation to 1000 kg live weight)
Tab. 69 Usual representation of main groups of microflora and macrofauna in soil (N. C. Brady 1974)

Translated by E. Jassingerová

В. Ганзел, С. Газда и И. Вашковский

Гидрогеология южной части Высоких Татр и их форланда

В исследованной области четко выделяются две морфологические единицы: северная высокогорная, к которой относятся южные склоны Высоких Татр, и южная котловинная, называемая Подтатранской котловиной (Э. Мазур–М. Лукниш 1978). В описываемую область заходит значительная часть Попрадской котловины и восточная часть Липтовской котловины (рис. 1). Сложенные кристаллическими породами Высокие Татры отделены от Подтатранской котловины хорошо выраженной зоной нарушений – подтатранским разломом. Помимо кристаллических пород, в геологическом строении области принимают участие мезозой, образующий несколько небольших островков, палеоген и, главным образом, четвертичные отложения.

Пространственное распространение четвертичных отложений выражено прямым отношением к рельефу дочетвертичного основания. Разбор географизических данных и особенно интерпретация гидрогеологических скважин VTH-1 до VTH-8 показывают, что их наибольшая глубина приходится на полосу шириной приблизительно в 1,5–4,0 км, проходящую вдоль южной окраины Высоких Татр на стыке с Подтатранской котловиной. Гидрогеологические буровые скважины VTH-7 (Штрбске плесо – горное озеро) и VTH-8 (Вышне Гаги) позволили установить, что мощность их доходит до 400,0 м. К югу и юго-востоку, по направлению от подножия гор к речным долинам Попрада и Биелого Вага, их мощность уменьшается до полного выклинивания, и на поверхность выходят горные породы основания (мезозой и палеоген).

Четвертичные отложения представлены рядом генетических типов – гляциогенными (вюрм, рисс, миндель), флювиогляциальными, речными, полигенными аккумуляциями. Гранулометрический состав седиментов чрезвычайно разнообразный. По возрасту их нужно отнести от низов плейстоцена до голоцена.

На основании систематических наблюдений Беланского ручья в пункте «Три студнички» с 1977 до 1980 года был определен средний удельный дебит подземных вод гранитоидов Высоких Татр. Установленный по методу Фостера он равняется 7,8 $л.с^{-1}.км^{-2}$, по методу Килле – 6,8 $л.с^{-1}.км^{-2}$. Минимальный отток колебался от 4,2 до 1,2 $л.с^{-1}.км^{-2}$.

Хотя карбонаты мезозоя и базальной литофации палеогена образуют лишь несколько небольших островов общей площадью 15,5 $км^2$, из них вытекает несколько значительных барьерных источников с дебитом от 180,0 до 5,0 $л.с^{-1}$. Это следствие того, что карбонаты интенсивно дренируют четвертичные отложения и кристаллические породы.

Четвертичные отложения, особенно гляциогенные и флювиогляциальные являются важнейшими коллекторами подземных вод области. С гидрогеологической точки зрения интересен факт, что в форланде Высоких Татр в водонепроницаемых флишевых седиментах палеогена местами существуют впадины тектонического или морфологического происхождения, которые заполнены четвертичными отложениями. В них образуются коллекторы подземных вод. В одной из таких впадин к ЮВ от Татранской Полянки в буровой скважине VTH-3 толщина флювиогляциальных галечников и песков составляла 46,0 м (рис. 3а–с).

Водоемкость разных генетических типов четвертичных отложений была установлена 7 буровыми скважинами глубиной от 441,90 (VTH-7 Штрбске плесо) до 14,0 м (VTH-2 Ракусы). Гранулометрический характер выполнения между блоками морен играет важную роль в водопроницаемости флювиогляциальных отложений (табл. 13). Коэффициент пропускной способности колеблется от $9{,}93 \times 10^{-3}.м^2.с^{-1}$ до $1{,}57 \times 10^{-4}.м^2.с^{-1}$, а удельный дебит от 3,01 до 0,27 $л.с^{-1}$ (табл. 24). Коэффициент фильтрации бывает порядка от 10^{-3} до 10^{0} $м.с^{-1}$.

Основная математико-статистическая обработка химических анализов подземных вод выявляет довольно сложные гидрохимические условия области. Преобладают воды слабовыраженного типа $Ca(Mg)–HCO_3$ со сравнительно частыми переходами к типу $Ca–SO_4$ и воды смешанного типа, генетически связанные преимущественно с кристаллическими породами и гляцигенными отложениями. В единичных случаях встречаются воды слабовыраженного типа $Ca–SO_4$, которые вместе с водами переходного типа $Ca–SO_4–HCO_3$ генетически связаны главным образом с гляцигенными и флювиогляциальными отложениями. Специфическая черта четверичных отложений, в меньшей мере и палеогена – локальное наличие вод типа $Ca(Mg)–HCO_3$ с примесью в разной

степени выраженным компонентом Na−HCO_3. Чаще всего это наблюдается в флювиогляциальных отложениях. Общая минерализация подземных вод (табл. 32) колеблется в кристаллических породах от 44,0 до 14,8 мг.$л^{-1}$, в гляцигенных, флювиогляциальных и полигенных отложениях от 121,1 до 10,0 мг.$л^{-1}$, в речных отложениях от 1079,9 до 138,2 мг.$л^{-1}$, в мезозойских седиментах от 339,8 до 78,4 мг.$л^{-1}$, в палеогеновых от 799,7 до 179,9 мг.$л^{-1}$.

На подтатранском разломе и параллельных с ним нарушениях находятся многочисленные природные источники холодных углекислых, изредка и сероводородных вод. Одна группа обыкновенных углекислых источников вытекает в области Смоковца, другая близ северо-восточного конца массива Высоких Татр в области Словенска Вес−Топорец. Особую группу представляют собой сульфитогенные минеральные источники, генетически приуроченные к седиментам палеогена.

Самостоятельную группу образуют, только недавно обнаруженные в Попрадской котловине минеральные карбонатогенные гипертермальные воды, застигнутые буровой скважиной Vr-1 в Врбове близ Кежмарка. Их температура равняется 56,0 °С, дебит у устья скважины 28,3 л.$с^{-1}$. Это кальциевые (магниевые) бикарбонатные воды с минерализацией 3,9 г.$л^{-1}$.

Многолетние наблюдения за режимом подземных вод показали, что минимальные дебиты и уровни подземных вод приходятся на январь−февраль или на март−апрель в зависимости от высоты н.у.м. Максимальные дебиты и уровни подземных вод наблюдаются в мае и июне, соответственно в июле и августе, что типично для исследованной области.

На основании ежедневного наблюдения стока вод из данной области в 1975−1980 гг. были вычислены природные ресурсы подземных вод. Площадь всей обследуемой области равняется 478,9 $км^2$, из которых 150,5 $км^2$ приходится на кристаллические породы, незначительная часть на мезозой и палеоген, преобладающая на четвертичные отложения.

Анализ линии стока позволяет заключить, что наиболее подходящим способом определения природных ресурсов данной области можно считать вычисление по линии перехода, соответствующей 330-дневному переходу стока (табл. 59). Природные ресурсы подземных вод состоят из двух компонентов. Один − это природные ресурсы, отводимые поверхностными водотоками, вычисленными по линии перехода, другой является скрытым стоком подземных вод, вычисленным по гидрогеологическому балансу.

В общем итоге природные ресурсы подземных вод составляют 5546,0 л.$с^{-1}$, что соответствует среднему удельному стоку подземных вод 11,5 л.$с^{-1}$.$км^{-2}$ (табл. 59). Из этого количества природные ресурсы четвертичных отложенийй, отводимые поверхностными водотоками, составляют 2736,0 л.$с^{-1}$, что равняется среднему удельному стоку 8,3 л.$с^{-1}$.$км^{-2}$. В кристаллических породах природные ресурсы составляют 662,0 л.$с^{-1}$.

Вычисление стока подземных вод, произведенное по методу Фостера и Килле дает значительно большие результаты (табл. 59), что соответствует количеству воды за 270 дней (табл. 44). Однако в этих данных заключена значительная часть близповерхностного подземного стока.

Минимальный сток подземных вод всей области равняется 2139,0 л.$с^{-1}$.$км^{-2}$, что соответствует минимальному удельному стоку 4,4 л.$с^{-1}$.$км^{-2}$ (табл. 60).

Из гидрогеологического баланса (табл. 54), относящегося к 7 исследованным районам, выделенным в данной области, следует, что 15,5 % выпавших атмосферных осадков образуют скрытый сток, причем в этих данных находятся и погрешности, вызванные неточностью определения и вычисления некоторых членов балансового уравнения. Результаты, полученные благодаря буровым скважинам VTH-7 (Штрбске плесо), VTH-8 (Вышне Гаги) и VTH-6 (Татранска Полианка), показывают что часть подземных вод четвертичных отложений и кристаллических пород дренируется вдоль подтатранского разлома карбонатами мезозоя и базальной лифации палеогена. Эти воды присоединяются к термальным водам в Подтатранской котловине, где были застигнуты буровой скважиной Vp-1 в Врбове близ Кежмарка. Под флишевыми отложениями палеогена на глубине 1490,0 м были встречены карбонаты базальной литофации палеогена и сильно нарушенные доломиты хочского покрова, в которых аккумулированы термальные кальциевые − (магниевые) двууглекислые воды (рис. 42, табл. 61).

Для решения проблемы охраны подземных вод важно знать, что классические источники загрязнения лишь в ограниченной степени влияют на химический состав подземных вод области. Главную роль тут играют твердые и жидкие отбросы − следствие интенсивного туризма и моторизма (табл. 68). Неблагоприятное влияние имеют и лесозаготовки, а также частицы, приносимые

загрязненными атмосферными осадками из промышленных областей. Самоочистительная и фильтрационная способность большей части среды горных пород низкая. Характерной чертой является то, что она возрастает от трещинно-карстовых карбонатов мезозоя, пористых гляциген-ных отложений к трещинным кристаллическим породам, пористым флювиогляциальным отложе-ниям до трещиннопористых песчаников палеогена.

Пояснения к рисункам

Рис. 1 Геоморфологическое районирование области (по Э. Мазуру и М. Лукнишу 1980)

Рис. 2 Карта водоизмерительных и осадкомерных постов с выделением районов, исследованных по водному балансу
1 – граница всей области, исследованной по водному балансу, 2 – границы отдельных исследован-ных районов, 3 – номер и название исследованного района, 4 – лимниграфический пост, 5 – водомерный пост, 6 – водозабор из поверхностных водотоков, 7 – водозабор из источника, 8 – осадкомерный пост

A. Лимниграфические и водомерные посты
1 – Водослив у источника Шумивый – Татранская котловина, 2 – Чиерна вода – Татранская котловина, 3 – Белский ручей – Спишска Бела, 4 – Чиерна вода – Стражки, 5 – Млыницкий ручей – Кежмарок, 6 – Биела вода – Кежмарок, 7 – Странянский ручей – Кежмарок, 8 – Славковский ручеек – Малый Славков, 9 – Скальнатый ручей – Велька Ломница, 10 – Студеный ручей – Велька Ломница, 11 – Червеный ручей – Матейовце, 12 – Славковский ручей – Матейовце, 13 – Велицкий ручей – Попрад-Велька, 14 – Река Попрад – Свит, 15 – Велицкий ручей – Велицкое озеро (плесо), 16 – Малый Попрад – Татранска Штрба, 17 – Штрбский ручей – Важец, 18 – Млынична вода – Важец, 20 – Беланский ручей – Три студнички, 21 – Беланска вода – Важец, 22 – Беланский ручей – Выходна, 23 – Гибица – Кралёва Легота

B. Осадкомерные посты
1 – Татранская котловина, 2 – Кежмарок, 3 – Татранска Ломница, 4 – Скальнате плесо (горное озеро), 5 – Ломницкий пик, 6 – Под Свиштёвым пиком – тотализатор (счетчик-интегратор), 7 – Збойницка хата – тотализатор, 8 – Под Стрелецкой вежой – тотализатор, 9 – Гребиенок, 10 – Старый Смоковец, 11 – Попрад, 12 – Штрбске плесо, 13 – Попрадске плесо – тотализатор, 14 – Под Седиелком (Ямске плесо) – тотализатор, 15 – Важец, 16 – Выходна, 17 – Подбанске, 18 – Гибе, 19 – Кралёва Легота, 20 – Липтовский Градок, 21 – Прибылина

C. Водозаборы с поверхностных водотоков и источников
1 – из ручья Биела вода в Млынчеках (Кежмарский водопровод), 2 – из источников Под Лесом – Смоковец (групповой водопровод татранский), 3 – из источников Под каменным бродом в Татранской Штрбе, 4 – из источников Под Шулковой в Татранской Штрбе, 5 – из источников у Важца (Важецкий водопровод)

Рис. 3a Карта геолого-геофизических профилей I–VII
Рис. 3b Геолого-географические профили I–IV (составили Ю. Майовский и В. Ганзел 1982)
Рис. 3c Геолого-геофизические профили V и VI (составили Ю. Майовский и В. Ганзел 1982)
1 – галечники, пески, глины; четвертичные отложения, 2 – аргиллиты, песчаники; палеоген, 3 – карбонаты; мезозой и низы палеогена, 4 – кристаллические породы, 5 – разломы, 6 – интерпретированный геолого-географический рубеж, 7 – удельное сопротивление горных пород (Ωм), 8 – местонахождение VES (вертикальный электрический зонд)

Рис. 4 Стратиграфическая схема подразделения отложений в буровых скважинах в Высоких Татрах и их форланде (составили И. Вашковский и В. Ганзел 1979)
1 – отложения последнего оледенения – вюрм, 2 – отложения преднеследнего оледенения – рисс/вюрм, 3 – отложения предпоследнего оледенения – рисс, 4 – отложения межледниковья

– миндель/рисс, 5 – отложения минделя, 6 – отложения нижнего плейстоцена, 7 – отложения палеогена не подразделенные, 8 – отложения мезозоя не подразделенные, 9 – четвертичные отложения, 10 – палеоген, 11 – мезозой

Рис. 5a Кривые зернистости гляцигенных отложений (рисс)
1 – скважина VTH-6, глубина 25,0 м, 2 – скважина VTH-7, глубина 98,5 м, 3 – скважина VTH-8, глубина 91,0 м, 4 – скважина HV-4, глубина 16,0 м
Рис. 5b Кривые зернистости гляцигенных отложений (вюрм) – выполнение между блоками и глыбами
1 – скважина VTH-1, глубина 14,5 м, 2 – скважина VTH-7, глубина 34,0 м, 3 – скважина VTH-8, глубина 27,0 м, 4 – скважина на Скальнатом горном озере (плесе), глубина 15,0 м, 5 – обнажения в морене под Штрбским плесом
Рис. 5c Кривые зернистости флювиогляциальных отложений (миндель)
1 – скважина VTH-6, глубина 38,0 м, 2 – скважина VTH-8, глубина 157,0 м, 3 – скважина HV-4, глубина 103,0 м
Рис. 5d Кривые зернистости флювиогляциальных отложений (вюрм)
1 – скважина VTH-2, глубина 1,7 м, 2 – скважина VTH–3, глубина 14.7 м, 3 – скважина VTH-6, глубина 9,5 м
Рис. 5e Кривые зернистости полигенных осыпей (нижний плейстоцен)
1 – скважина VTH-6, глубина 123,0 м, 2 – скважина VTH-7, глубина 183,0 м, 3 – скважина VTH-8, глубина 408,0 м

Рис. 6 Выделение подземного стока из кристаллических пород бассейна Белианского ручья (Три студнички) методом Фостера
1 – сепарационная линия, 2 – поверхностный сток, 3 – подземный сток

Рис. 7 Выделение подземного стока из кристаллических пород бассейна Белианского ручья в пункте Три студнички (от 1977 до 1980 гг.) методом Килле

Рис. 8 Систематизированная диаграмма Пипера
1 – подземные воды кристаллических пород, 2 – подземные воды полигенных осыпей, 3 – подземные воды гляцигенных отложений, 4 – подземные воды флювиогляциальных отложений, 5 – подземные воды мезозоя, 6 – подземные воды палеогена

Рис. 9 Стабилизационная диаграмма
Стабилизационное поле: I – гиббсита, II – каолинита, III – Na-монтмориллонита, IV – альбита
Подземные воды: 1 – кристаллических пород, 2 – полигенных осыпей, 3 – гляцигенных отложений, 4 – флювиогляциальных отложений

Рис. 10a Распределение индексов неравновесия парциальных систем
Рис. 10b Распределение индексов неравновесия парциальных систем

Рис. 11 Корреляция концентрации Na^+ и SiO_2 в силикатогенных водах

Рис. 12 Корреляция концентрации Ca^{+2} и SiO_2 в силикатогенных водах

Рис. 13 Распределение минерализации подземных вод

Рис. 14 Распределение Ca^{+2} в подземных водах

Рис. 15 Распределение SiO_2 в подземных водах

Рис. 16 Распределение Na^+ в подземных водах

Рис. 17 Отношение минерализации подземных вод к высоте н.у.м.
1 – источники, вытекающие из кристаллических пород, 2 – источники, вытекающие из полигенных осыпей, 3 – источники, вытекающие из флювиогляциальных отложений

Рис. 18 Отношение минерализации к A_2 в силикатогенных водах

Рис. 19 Карта распространения минеральных вод в юго-восточной части форланда Высоких Татр (составил В. Ганзел 1982)

1 – кристаллические породы, 2 – мезозой, 3 – палеоген, 4 – разломы, 5 – минеральный источник с CO_2 (№ источника в табл. 42), 6 – выделение свободной углекислоты (CO_2), 7 – минеральный источник с H_2S, 8 – буровая скважина с минеральной водой

Рис. 20 Изменение химического состава силикатогенных минеральных вод в зависимости от глубины циркуляции

Рис. 21 Графическое изображение режима источника углекислой минеральной воды Смоковецка

Рис. 22 Ход изменений во времени химического состава источника Смоковецка

Рис. 23a График колебания среднего месячного дебита источников, вытекающих из гляцигенных отложений за годы 1975–1980
Источники:1 – Шулкова (Татранская Штрба), 2 – Под Дорогой свободы (Вышне Гаги), 3 – Кузманове (Т. Ломница), 4 – Выходный (Т. Ломница), 5 – На ямах (Т. Ломница), 6 – Под каменным бродом (Татранска Штрба)
Рис. 23b График колебания среднего месячного дебита источников, вытекавших из флювиогляциальных отложений в 1975–1980 гг.
Источники:
1 – Старый и Новый (Герлахов), 2 – Под лесом (Нижний Смоковец), 3 – Каменный мостик (Нижний Смоковец), 4 – Важец, 5 – При Дороге свободы (Старый Смоковец), 6 – Новый Смоковец
Рис. 23c График колебания среднего месячного дебита источников, вытекавших из мезозоя и кристаллических пород в 1975–1980 гг.
1 – источник Кондратово (Выходна) – из мезозоя, 2 – источник «Пять праменёв» (Старый Смоковец) – из кристаллических пород
Рис. 23d График среднего месячного дебита источника «Три студнички» за годы 1975–1980

Рис. 24a График колебания среднего месячного уровня подземной воды в гидрогеологических скважинах за годы 1975–1980
Рис. 24b График колебания среднего месячного уровня подземной воды в скважинах государственной наблюдательной сети

Рис. 25 Ход во времени дебита источника «Три студнички» и уровня воды в буровой скважине HV-1

Рис. 26 Ход во времени изменений уровня подземных вод в гидрогеологических скважинах

Рис. 27 Соотношение годовой суммы атмосферных осадков и среднего годового стока в отдельных исследованных районах в годы 1975–1980
Исследованный район:
1 – Биела вода, 2 – Славковский ручей, 3 – Попрад, 4 – Гибица, 5 – Студеный ручей, 6 – Велицкий ручей, 7 – Гибица

Рис. 28 Гармонический анализ режима химического состава источника в Новой Полианке

Рис. 29 Гармонический анализ режима химического состава источника в Татранской Штрбе

Рис. 30 Гармонический анализ химического состава источника близ Попрадского плеса (горного озера)

Рис. 31 Корреляция дебита и концентрации сульфатов источника в Татранской Штрбе

Рис. 32 Корреляция дебита и минерализации источника в Татранской Штрбе

Рис. 33a Гидрограммы стока воды в южной части Высоких Татр и их форланда и выделение подземного стока в годы 1975–1977
Рис. 33b Гидрограммы стока вод в южной части Высоких Татр и их форланда и выделение подземного стока в годы 1978–1980

Рис. 34 Доля атмосферных осадков в образовании стока вод в отдельных исследованных районах (годы 1975–1980)

Рис. 35 Соотношение средней годовой суммы атмосферных осадков и среднего годового дебита в отдельных исследованных районах в период 1975–1980

Рис. 36 Отклонение годовой суммы атмосферных осадков в годы 1974–1980 от долговременной нормы

Рис. 37 Выделение подземного стока в южной части Высоких Татр и их форланда в годы 1975–1980 (методом Килле)

Рис. 38 Карта распространения мезозоя в форланде Высоких Татр (по геологичекой карте ЧССР 1:200 000 (с некоторыми изменениями, внесенными В. Ганзелом)
1 – кристаллические породы, 2 – базальная литофация палеогена, 3 – флишевая литофация палеогена, 4 – мезозой на поверхности, 5 – мезозой покрытый четвертичными отложениями, 6 – разломы; 7 – гидрогеологические скважины

Рис. 39 Карты глубоких частей флишевого основания палеогена Попрадской котловины (составили Ю. Майовский и В. Ганзел 1982)
1 – гидрогеологическая скважина, достигшая низов основания палеогена, 2 – стоянка VES – низы основания палеогена, 3 – изолинии низов основания палеогена

Рис. 40 Геолого-геофизический профиль Попрадской котловины (профиль VII, составленный Ю. Майовским и В. Ганзелом 1980)
1 – четвертичные отложения, 2 – флишевая литофация палеогена, 3 – мезозой нерасчлененный, 4 – кристаллические породы, 5 – разломы, 6 – удельное сопротивление горных пород (Ωm)

Рис. 41a Графическая запись резистентнометрии и термометрии в гидрогеологической скважине VTH-6 (Татранска Полианка)
Литологический профиль скважины:
1 – глыбы гранита, валуны с песком – четвертичные отложения, 2 – песок – четвертичный, 3 – известняк – мезозой, 4 – доломиты – мезозой, 5 – песок с обломками известняков и доломитов
Рис. 41b Графическая запись резистентнометрии и термометрии в гидрогеологической скважине VTH-7 (Штрбске Плесо)
Литологический профиль скважины:
1 – глыбы и блоки гранита, заполненные в промежутках песком – четвертичные отложения, 2 – сильно выветрившиеся обломки гранита, песок, щебень – четвертичные отложения
Рис. 41c Графическая запись резистентнометрии и термометрии в гидрогеологической скважине VTH-8 (Вышне Гаги)
Литологический профиль скважины:
1 – средне- и грубозернистый песок, 2 – глина, сильно выветрившийся гранитный материал, 3 – гранитные валуны (1–3 – четвертичные отложения), 4 – обломки известняков

Рис. 42 Геологический профиль и крепь скважины Vr-1 (Врбов) с притоком термальной воды

Пояснения к приложениям

Приложение 1 Гидрогеологическая карта южной части Высоких Татр и их форланда (составил В. Ганзел в сотрудничестве с И. Вашковским и использованием материалов М. Лукниша, П. Гросса и А. Горека).

A. Степень водонасыщения
1 – очень сильная степень водонасыщения, 2 – сильная степень водонасыщения, 3 – средняя степень водонасыщения, 4 – слабая степень водонасыщения

B. Литология
5 – кварцевый диорит до гранодиорита, граниты, 6 – перемежающиеся сланцы, песчаники, кварциты (триас), 7 – известняки (триас), 8 – доломиты (триас), 9 – мергелистые исвестняки, мергели, криноидные известняки, радиоляриевые известняки (юра – мел), 10 – брекчии, конгломераты, органогенные известняки (палеоген), 11 – глинистые слои (палеоген), 12 – песча-

нисто-глинистые, глинисто-песчанистые слои (палеоген), 13 – слои песчаника (палеоген), 14 – смешанные каменно-песчано-глинистые отложения – полигенная аккумуляция и пролювий (четвертичные отложения нерасчлененные), 15 – каменистые и каменно-глинистые склоновые отложения (верхний плейстоцей – голоцен), 16 – пески (распавшиеся выветрившиеся валуны), местами занесенные глиной, одиночные валуны – флювиогляциальные отложения (рисс – донау – миндель), 17 – галечники и пески, одиночные валуны (не выветрившиеся) – флювиогляциальные отложения и нижние террасы (вюрм), 18 – выветрившиеся блоки с песчанисто-глинистым промежуточным выполнением (рисс и миндель), 19 – не выветрившиеся глыбы и блоки с песчанистым промежуточным выполнением – гляцигенные отложения (вюрм), 20 – галечники – речные отложения, средние террасы (рисс), 21 – песчанистые галечники с одиночными валунами – речные отложения вместе взятые, речные пойменные террасы больших водотоков (голоцен), 22 – торф (голоцен)

C. Источники и буровые скважины

23 – каптированный источник (с номером документа), 24 – источник межпластовых вод, 25 – источник трещинных вод, 26 – источник вызванный эрозией, 27 – барьерный источник, 28 – группа источников (слева число источников), 29 – наблюдаемый источник (государственная сеть наблюдений), 30 – линия источников, 31 – истечение из дренажа, 32 – источник минеральной воды с CO_2, 33 – выделение свободной углекислоты (CO_2), 34 – гидрогеологическая скважина (Геол. ин-т им. Д. Штура), 35 – наблюдаемася скважина (государственная сеть наблюдений), 36 – геологическая скважина (Геол. ин-т им. Д. Штура)

D. Остальные обозначения

37 – понор, 38 – направление течения подземной воды, 39 – лимниграфический пост, 40 – водомерный пост, 41 – лимниграфический пост государственной сети наблюдений, 42 – горное озеро (плесо), 43 – разломы констатированные, предполагаемые, перекрытые, 44 – линии надвигов, 45 – направление и падение слоев, 46 – водораздел поверхностных водотоков, 47 – линии разрезов (профилей)

Приложение 2 Схематическая карта мощностей четвертичных отложений на южных склонах Высоких Татр и их форланде (составили И. Вашковский и В. Ганзел 1982)

1 – гляцигенные отложения – миндель, 2 – гляцигенные отложения – рисс, 3 – гляцигенные отложения – вюрм, 4 – перигляциальные конусы – четвертичные отложения взятые вместе, 5 – полигенные осыпи – четвертичные отложения взятые вместе, 6 – флювиогляциальные отложения – четвертичные отложения взятые вместе, 7 – флювиогляциальные отложения – миндель, 8 – флювиогляциальные отложения – рисс, 9 – флювиогляциальные отложения – вюрм, 10 – речные пойменные террасы, 11 – изолинии мощностей четвертичных отложений, 12 – буровые скважины, 13 – кристаллические породы, 14 – мезозой, 15 – палеоген, 16 – разломы констатированные и предполагаемые

Приложение 3 Гидрогеохимическая карта южной части Высоких Татр и их форланда (составили С. Газда и С. Рапант в сотрудничестве с В. Ганзелом 1982)

A. Расчленение вод по их химическому составу

1 – воды неопределенного химического состава (характеристики Пальмера <50 мвал %) с преобладанием компонента HCO_3-Ca, 2 – воды неопределенного химического состава (характеристики Пальмера <50 мвал %) с преобладание компонента SO_4-Ca, 3 – воды, в основном, состава HCO_3-Ca (A_2 <50 мвал %) с приблизительно-одинаковым наличием типов A_2 отчетливого (A_2 >66 мвал %) и A_2 неотчетливого (50 мвал % < A_2 < 66 мвал %), 4 – воды хорошо выраженного, в основном, состава HCO_3-Ca (A_2 >66 мвал %)

B. Границы типов вод

5 – границы химических типов вод, 6 – границы вод разной минерализации

Примечание: буквенные обозначения даны в латинском алфавите, чтобы было соответствие с рисунками и приложениями

C. Расчленение вод по минерализации

7 – воды, минерализация которых менее 25 мг.л$^{-1}$, 8 – воды, минерализация которых 25–50 мг.л$^{-1}$, 9 – воды, минерализация которых 50–100 мг.л$^{-1}$, 10 – воды, минерализация которых 100–250 мг.л$^{-1}$, 11 – воды, минерализация которых более 250 мг.л$^{-1}$

D. Источники (ресурсы) воды

12 – источник (родник), 13 – буровая скважина, 14 – забор из поверхностного водостока и из горного озера, 15 – дренаж, 16 – колодец, 17 – источник минеральной воды

E. Нахождение загрязняющих ионов свыше предела Чехословацкой государственной норма 830 611 для питьевых вод

18 – содержание Fe^{2+}, Mn^{2+} свыше 0,3, 0,1 мг.л$^{-1}$, 19 – содержание NH_4^+ свыше 0,3 мг.л$^{-1}$, 20 – содержание NO_3^- свыше 15 мг.л$^{-1}$, 21 – содержание Cl^- свыше 50 мг.л$^{-1}$, 22 – содержание SO_4^{2-} свыше 50 мг.л$^{-1}$

Список таблиц 1–69 в тексте

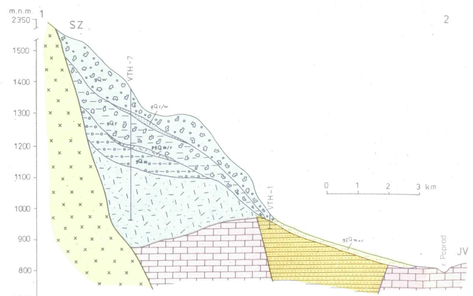
Табл. 1 Гидрогеологические данные о поверхностных водах
Табл. 2 Средние месячные и годовые температуры воздуха за период 1931–1960
Табл. 3 Средние годовые температуры воздуха за годы 1974–1980
Табл. 4 Средние суммы атмосферных осадков за годы 1901–1960
Табл. 5 Средняя годовая сумма атмосферных осадков за годы 1974–1980
Табл. 6 Средняя годовая сумма атмосферных осадков по тотализаторам за годы 1974–1980
Табл. 7 Изменения во времени химического состава летних атмосферных осадков (аккумулированные пробы)
Табл. 8 Химический состав зимних атмосферных осадков в Высоких Татрах
Табл. 9 Содержание некоторых микроэлементов в зимних атмосферных осадках (мг.л$^{-1}$)
Табл. 10 Средние месячные и годовые величины испарения (мм)
Табл. 11 Рассеяние и средние величины содержания некоторых компонентов в гранитоидных породах Высоких Татр
Табл. 12 Химические анализы мезозойских пород из скважин VTH-6, VTH-8 и VTH-9
Табл. 13 Гранулометричекий состав генетических типов четвертичных отложений (составила Е. Вашковская 1979)
Табл. 14 Дебиты источников в кристаллических породах
Табл. 15 Общий сток вод и величины линии перехода из бассейна Беланского ручья у «Трех студничек»
Табл. 16 Сток подземных вод из кристаллических пород в бассейне ручья Беланский у «Трех студничек» в годы 1977–1980
Табл. 17 Физические параметры карбонатов мезозоя и базальной литофации палеогена
Табл. 18 Дебиты источников из мезозоя и базальной литофации палеогена, которые не наблюдались систематически
Табл. 19 Дебиты источников из мезозоя, которые наблюдались систематически
Табл. 20 Сток подземных вод из карбонатов мезозоя и палеогена в поверхностные водотоки
Табл. 21 Гидрогеологические данные о скважинах в седиментах палеогена
Табл. 22 Дебиты источников, вытекающих из гляцигенных отложений
Табл. 23 Сток подземных вод из гляцигенных отложений в поверхностные водотоки
Табл. 24 Гидрогеологические и фильтровальные параметры скважин в гляцигенных отложениях
Табл. 25 Дебиты источников, вытекающих из флювиогляциальных отложений
Табл. 26 Сток подземных вод из флювиогляциальных отложений в поверхностные водотоки
Табл. 27 Гидрогеологические и фильтровальные параметры флювиогляциальных отложений в скважинах разных организаций
Табл. 28 Гидрогеологические и фильтровальные параметры речных отложений

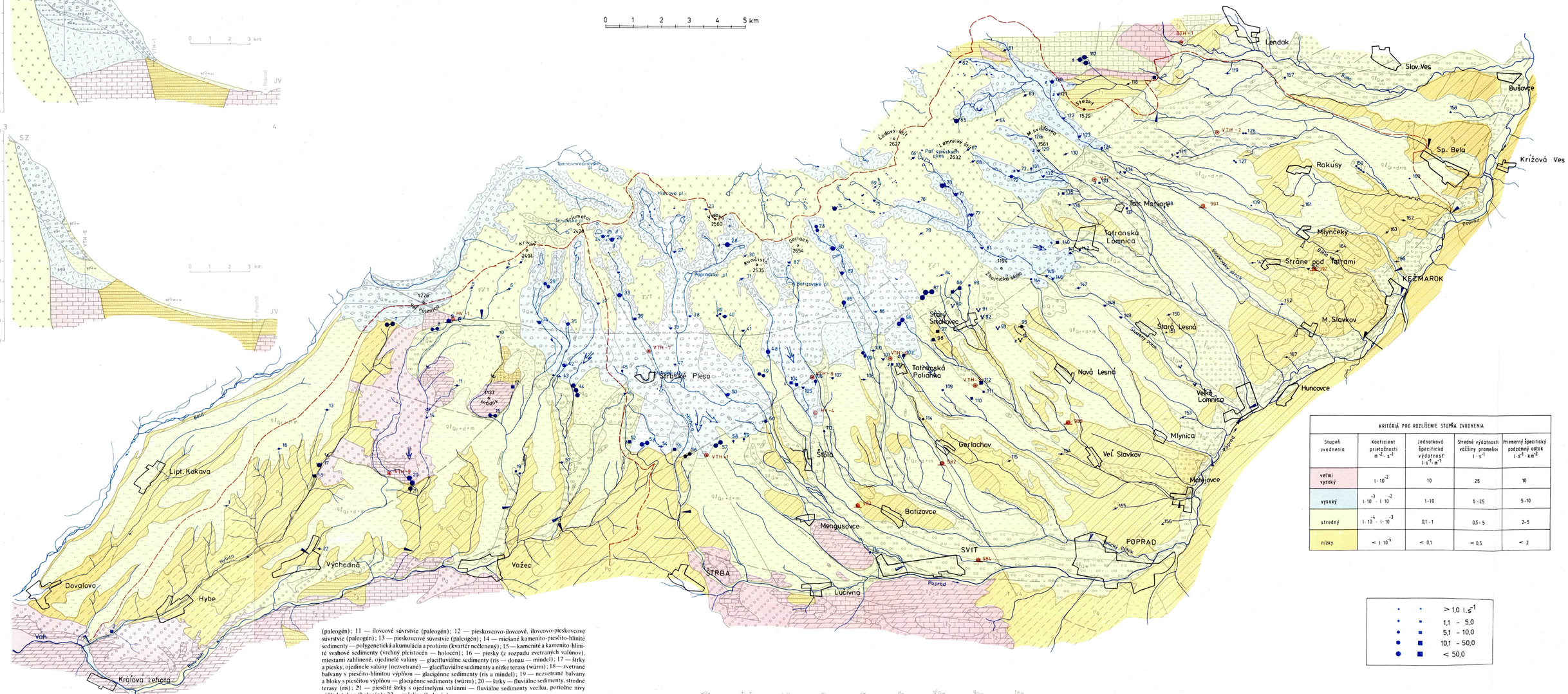
Табл. 29 Гидрогеологические и фильтровальные параметры флювиогляциальных отложений в скважинах Геол. ин-та им. Д. Штура
Табл. 30 Коэффициенты фильтрации, высчитанные по кривым зернистости
Табл. 31 Выделенные типы химизма подземных вод и их распределение в основных гидрогеологических единицах
Табл. 32 Рассеяние и средние величины (медианы) основных гидрохимических параметров подземных вод
Табл. 33 Уравновешенные средние величины химического состава атмосферных осадков до и после их прохождения через коруны лиственного леса (за период 1. 6. 1964–28. 10. 1969)
Табл. 34 Средний химический состав атмосферных осадков, почвенных растворов и поверхностных вод (за период III. 1966–IV. 1967)
Табл. 35 Крайние величины и арифметические средние высчитанных индексов неравновесия некоторых парциальных силикатных систем (по С. Газде и др. 1979)
Табл. 36 Основные математико-статистичекие характеристики силикатогенных вод (H = 131)
Табл. 37 Химический состав силикатогенных вод кристаллических пород некоторых ядерных горных массивов Западных Карпат
Табл. 38 Карбонатогенные воды Татр
Табл. 39. Карбонатогенные воды палеогена, установленные скважинами
Табл. 40 Изменения химического состава флювиогенных вод вдоль течения р. Попрад
Табл. 41 Химический состав вод притоков р. Попрад
Табл. 42 Химический состав минеральных вод
Табл. 43 Режим химического состава источника «Смоковецка киселка»
Табл. 44 Общий сток вод с южных склонов Высоких Татр и их форланда в годы 1975–1980
Табл. 45 Наблюдение режима уровня подземных вод в гидрогеологических скважинах
Табл. 46 Наблюдение режима уровня подземных вод в скважинах государственной сети
Табл. 47 Изменения физико-химических параметров источников, режим которых был следован
Табл. 48 Общий режим источника «Штрба» в поселке Татранска Штрба
Табл. 49a–g Статистические данные о стоке вод в исследованных районах за годы 1975–1980
Табл. 50 Статистические данные о стоке вод за период 1975–1980
Табл. 51 Количество вод, отобранных в среднем в исследованных районах в годы 1975–1980
Табл. 52 Притоки вод в исследованный район I – Биела вода
Табл. 53 Обзор водоотдачи резерв подземных вод в отдельные гидрогеологические годы за период 1975–1980 (исследованный район – Студеный ручей)
Табл. 54 Средний гидрологический баланс за годы 1975–1980
Табл. 55 Сравнение выпадения атмосферных осадков в годы 1974–1980 с долголетней нормой
Табл. 56 Выделение подземного стока за годы 1975–1980 методом Килле
Табл. 57 Выделение подземного стока методом Фостера
Табл. 58 Истечение и потери воды поверхностных водотоков в моренах
Табл. 59 Естественные источники подземных вод в 1975–1980 гг.
Табл. 60 Минимальный сток подземных вод в поверхностные водотоки в 1975–1980 гг.
Табл. 61 Гидрогеологические данные, полученные по скважинам, пробуренным до основания палеогена в Попрадской котловине
Табл. 62 Локально используемые водные резервы
Табл. 63 Количество воды, использованное в 1975–1980 гг.
Табл. 64 Химический состав перегнившего шлама (О. Пишофт и М. Гамбаты 1974)
Табл. 65 Средний состав твердых отбросов в исследованной области (по И. Баллеру 1975)
Табл. 66 Содержание свинца в почвах вдоль главных магистралей в Высоких Татрах
Табл. 67 Потребление минеральных удобрений в разных с.-х предприятиях исследованной области (по данным Районного с.-х. управления, Попрад)
Табл. 68 Количество и состав экскрементов домашних животных (в пересчете на 1000 кг живого веса)
Табл. 69 Обычное наличие главных групп микрофлоры и макрофауны в почве (В. С. Бради 1974)

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой

HYDROGEOLOGICKÁ MAPA JUŽNEJ ČASTI VYSOKÝCH TATIER A ICH PREDPOLIA

(Zostavil : V. Hanzel, 1979 za spolupráce I. Vaškovského s použitím podkladov M. Lukniša, P. Grossa a A. Goreka)





KRITÉRIÁ PRE ROZLÍŠENIE STUPŇA ZVODNENIA				
Stupeň zvodnenia	Koeficient priepustnosti $m^2 \cdot s^{-1}$	Jednotková špecifická výdatnosť $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$	Stredné výdatnosti vačšiny prameňov $l \cdot s^{-1}$	Priemerný špecifický podzemný odtok $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$
veľmi vysoký	$1 \cdot 10^{-2}$	10	25	10
vysoký	$1 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-2}$	1-10	5-25	5-10
stredný	$1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$	0,1-1	0,5-5	2-5
nízky	$< 1 \cdot 10^{-4}$	< 0,1	< 0,5	< 2

- > 1,0 $l \cdot s^{-1}$
- 1,1 - 5,0
- 5,1 - 10,0
- 10,1 - 50,0
- < 50,0

A. Intenzita zvodnenia :
1 — veľmi vysoké zvodnenie ; 2 — vysoké zvodnenie ; 3 — stredné zvodnenie ; 4 — nízke zvodnenie

B. Litológia : 5 — kremenný diorit až granodiorit, granity ; 6 — bridlice, pieskovce, kremence vzájomne sa striedajúce (trias) ; 7 — vápence (trias) ; 8 — dolomity (trias) ; 9 — slienité vápence, slieňovce, krinoidové vápence, rádiolariové vápence (jura—kriedа) ; 10 — brekcie, zlepence, organogénne vápence (paleogén) ; 11 — ílovcové súvrstvie (paleogén) ; 12 — pieskovcovo-ílovcové, ílovcovo-pieskovcove súvrstvie (paleogén) ; 13 — pieskovcové súvrstvie (paleogén) ; 14 — miešané kamenito-piesčito-hlinité sedimenty — polygenetická akumulácia a proluvia (kvartér nečlenený) ; 15 — kamenité a kamenito-hlinité svahové sedimenty (vrchný pleistocén — holocén) ; 16 — piesky (z rozpadu zvetraných valúnov), miestami zahlinené, ojedinelé valúny — glacifluviálne sedimenty (ris — donau — mindel) ; 17 — štrky a piesky, ojedinele valúny (nezvetrané) — glacifluviálne sedimenty a nízke terasy (würm) ; 18 — zvetrané balvany s piesčito-hlinitou výplňou — glacigénne sedimenty (ris a mindel) ; 19 — nezvetrané balvany a bloky s piesčitou výplňou — glacigénne sedimenty (würm) ; 20 — štrky — fluviálne sedimenty, stredné terasy (ris) ; 21 — piesčité štrky s ojedinelými valúnmi — fluviálne sedimenty vcelku, poriečne nivy väčších tokov (holocén) ; 22 — rašelina (holocén)

C. Pramene a vrty :
23 — prameň zachytený (s dokumentačným číslom) ; 24 — prameň vrstevný ; 25 — prameň puklinový ; 26 — prameň erózny ; 27 — prameň bariérový ; 28 — skupina prameňov (vľavo počet prameňov) ; 29 — prameň pozorovaný (štátna pozorovacia sieť) ; 30 — pramenná línia ; 31 — výtok z drenáží ; 32 — prameň minerálnej vody s CO_2 ; 33 — výron suchého CO_2 ; 34 — hydrogeologický vrt (GÚDŠ) ; 35 — vrt pozorovaný (štátna pozorovacia sieť) ; 36 — geologický vrt (GÚDŠ)

D. Ostatné značky :
37 — ponor ; 38 — smer prúdenia podzemnej vody ; 39 — limnigrafická stanica ; 40 — vodočetná stanica ; 41 — limnigrafická stanica štátnej pozorovacej siete ; 42 — pleso ; 43 — zlomy — zistené, predpokladané, prekryté ; 44 — presunové línie ; 45 — smer a sklon vrstiev ; 46 — rozvodnice povrchových tokov ; 47 — línie rezov

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA
Hydrogeológia a inžinierska geológia 5

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1984..

Vedecký redaktor: Ing. Eugen Kullman, CSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková
Jazyková úprava: Slavenka Smolíková
Korigovala: Alena Pániková
Technická úprava: Gabriela Šipošová

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť, Bratislava. Prvé vydanie, náklad 800 ks, povol. SÚKK 1197/I-1982.
Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 18,01, VH 18,37, cena viaz. Kčs 43,—