ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0036 — 1372

SÉRIA

hydrogeológia a inžinierska geológia 2

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1980

8160
4
(10)

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia a inžinierska geológia 2

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1980

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA Bratislava
Signatúra: AB 107 b
kat. čís.: 260/80
Kčs kupa: 35.-
Kčs vým.:
Kčs dar:

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1980

ZÁPADNÉ KARPATY

séria

hydrogeológia a inžinierska geológia 2

Vedecký redaktor
ING. EUGEN KULLMAN, CSc.

Redakčný okruh

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

OBSAH

Kullman, E.: Hydrológia kvartéru a najvyšších častí neogénu Záhorskej nížiny 7
Gazda, S.: Hydrogeochemické pomery Záhorskej nížiny 127
Škvarka, L.: Hydrogeologické pomery Žiarskej kotliny 193
Zakovič, M.: Hydrogeologické pomery paleogénu Levočských vrchov 231

CONTENTS–SOMAIRE

Kullman, E.: L'hydrogéologie du Quaternaire et des parties supérieures de Néogène de la plaine Záhorská 109
Gazda, S.: Hydrogeochemical conditions of the Záhorská nížin Lowland 184
Škvarka, L.: Hydrogeological conditions in the Žiarska kotlina depression 225
Zakovič, M.: Hydrogeological conditions in the Paleogene of the Levočské vrchy mountains . . 269

СОДЕРЖАНИЕ

Куллман, Э.: Гидрогеология четвертичных отложений и верхов неогена Загорской низменности 119
Газда, Ц.: Гидрогеохимические условия Загорской низменности 189
Шкварка, Л.: Гидрогеологические условия Жиарской котловины 228
Закович, М.: Гидрогеологические условия палеогена Левочских гор 272

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 2, s. 7—125, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1980

551.49 : 551.782/.79 (437.61)

Eugen Kullman

Hydrogeológia kvartéru a najvyšších častí neogénu Záhorskej nížiny

19 obr. v texte, francúzske a ruské resumé

Abstract. The paper presents a complex hydrogeological evaluation of the Quaternary and of the Neogene uppermost parts of the Záhorská lowland, divided into 6 regions hydrogeologically different. For the hydrogeologically most important regions it gives their hydrogeological balances, as well as a quantitative evaluation of the ground water resources in them and an analysis of conditions of their recharge. Two depression regions are the most important — the Zohorská and Kútska depressions in which due to a 40 to 150 m subsidences in the Quaternary considerable thicknesses of gravel-sandy sedimentes accumulated. In this way reservoirs of dynamic and accumulated groundwaters, important from the water mangement view point, took place.

Úvod

Stúpajúca spotreba pitných a úžitkových vôd, ako aj hydromelioračné zásahy do režimu podzemných vôd si po roku 1958 postupne vynútili komplexné štúdium hydrogeologických pomerov v Záhorskej nížine.

Lokálne hydrogeologické práce, realizované pred rokom 1958, obmedzené hlavne na intravilány obcí a vykonávané s cieľom zabezpečiť pitné a úžitkové vody pre obce, rôzne závody a JRD, nestačili na komplexný prehľad o vodárenských možnostiach jednotlivých oblastí nížiny. Vzhľadom na to, že obce sú situované v podstatnej miere v oblastiach s vysokoležiacim neogénnym podložím a staršie hydrogeologické vrstvy boli realizované v intravilánoch obcí, celkový názor na zásoby podzemných vôd Záhorskej nížiny a na možnosti ich vodohospodárskeho využitia bol značne skreslený.

Prvými komplexnejšími štúdiami hodnotiacimi hydrogeologické pomery hlavne najvyšších neogénnych a sčasti i kvartérnych súvrství, realizovanými na báze zhodnotenia existujúcich vrtných podkladov boli práce A. Porubského a R. Rudinca (A. Porubský 1957, R. Rudinec 1958). Vychádzajú zo zhodnotenia plytkých vrtov Československých naftových dolov, ako aj z výsledkov vrtných prác, realizovaných pre iné účely.

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

Nedostatok vodných zdrojov v prevažnej časti nížiny, ako aj názor o jej deficitnosti z hľadiska významnejších zdrojov podzemných vôd, nepodložený celkovým regionálnym zhodnotením viedli k tomu, že Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave začal roku 1958 rozsiahly základný hydrogeologický výskum Záhorskej nížiny, pod vedením autora tejto štúdie s cieľom podať základné hydrogeologické zákonitosti podzemných vôd kvartéru a najvyšších súvrství neogénu, vymedziť jednotlivé hydrogeologické štruktúry a orientačne kvantitatívne a kvalitatívne zhodnotiť zásoby podzemných vôd v nich.

Základný hydrogeologický výskum nadviazal na poznatky geologického výskumu a prieskumu, ako aj na hydrogeologické poznatky o území do roku 1958. Využil v širokej miere popri stratigrafických a tektonických poznatkoch a výsledkoch prác celého radu autorov, ako aj výsledkoch lokálnych hydrogeologických prác, hlavne rozsiahly dokumentačný materiál vrtných technických prác ČND, ako aj výsledky súbežne prebiehajúceho základného geologického výskumu kvartéru Záhorskej nížiny. Základný hydrogeologický výskum bol ukončený záverečnou správou v roku 1966 (E. Kullman 1966).

Na výsledky základného hydrogeologického výskumu nadviazal regionálny hydrogeologický prieskum detailnejším rozpracovaním troch hydrogeologických štruktúr vymedzených v rámci základného hydrogeologického výskumu a orientačne ocenených z hľadiska zásob podzemných vôd.

V rokoch 1965—1968 Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., závod Bratislava podľa projektu vypracovaného E. Kullmanom (1965) realizoval regionálny hydrogeologický prieskum viatych pieskov oblasti Cerová—Liesková — Šajdíkove Humence, ukončený v roku 1968 záverečnou správou (Z. Holéczyová 1968).

Vyhľadávací hydrogeologický prieskum realizovaný IGHP, Bratislava v rokoch 1968—1973 nadväzuje na základný hydrogeologický výskum v ďalších dvoch vymedzených hydrogeologických štruktúrach, a to v sološnickej nádrži podzemných vôd a v zohorsko-marcheggskej nádrži podzemných vôd (A. Šubová a kol. 1973).

V nadväznosti na základný hydrogeologický výskum a regionálne hydrogeologické prieskumy boli v rokoch 1966—1975 realizované ešte lokálne hydrogelogické prieskumy, z ktorých rozsiahlejšie realizovali Vodné zdroje, n. p., Bratislava a IGHP, Bratislava v perneckej, kútskej a sološnickej nádrži podzemných vôd.

Výsledky základného hydrogeologického výskumu, regionálnych, vyhľadávacích i lokálnych prieskumov, doplnené o ďalšie hydrogeologické výskumy GÚDŠ v Záhorskej nížine pre účely hydrogeologických máp v rokoch 1968—1975, tvorili podklad pre zostavenie hydrogeologických máp v oblasti Záhorskej nížiny. Sú súčasťou listov Základnej hydrogeologickej mapy v mierke 1:200 000, a to listu Bratislava (E.Kullman — P. Pospíšil a kol. 1973) a listu Znojmo — Slovenská časť (E. Kullman a kolektív 1974).

Rozsah realizovaných hydrogeologických výskumných a prieskumných prác, ako

aj hydrogeologických prác pre zostavenie hydrogeologických máp, umožňuje v tejto práci podať pomerne vyčerpávajúce hodnotenie základných hydrogeologických pomerov kvartérnych a najvyššej časti neogénnych sedimentov Záhorskej nížiny.

Stručný prehľad geografických, geomorfologických, hydrografických, geologických klimatických a hydrologických pomerov územia

Geografické, geomorfologické a hydrografické pomery

Záhorská nížina sa rozprestiera medzi Malými Karpatmi, riekou Moravou a riekou Myjavou. Geograficky je okrajovou časťou viedenskej panvy. Tvorí územie trojuholníkového tvaru, zužujúce sa smerom k juhu, kde vykliňuje a nadväzuje Moravou a čiastočne Lamačskou bránou na Podunajskú nížinu. Celkove zaberá rozlohu nad 1000 km^2.

Podľa členitosti povrchu možno územie Záhorskej nížiny rozdeliť zhruba na severnú — vyššiu a členitejšiu časť a na južnú — nižšiu a rovinatejšiu časť. Doležitejšie morfologické prvky majú podľa V. Baňackého a A. Sabola (1969) usporiadanie v súlade s geologicko-tektonickou stavbou v smere SV—JZ. Títo autori vymedzili tri základné morfologické pásma a ďalšie dve morfologicky odlišné oblasti s nasledujúcimi charakteristikami:

a) Priúpätné pásmo pod Malými Karpatmi so striadaním rovinatých a pahorkatinových úsekov, tiahnúce sa od Jablonice po Stupavu. Má rozsiahle zamokrené zníženiny pri Perneku, Kuchyni, medzi Rohožníkom a Plaveckým Podhradím a pomerne širokú aluviálnu nivu Myjavky a Rudavy v oblasti Plavecký Mikuláš — Jablonica. Tvorí morfologický prechod medzi nížinou a pohorím.

b) Stredné pásmo zaberá podstatnú časť nížiny medzi Lozornom, Jablonicou, Šaštínom, Moravským Jánom, Závodom a Malackami. Má najviac členitý povrch s viacerými čiastkovými morfografickými celkami, a to nízku, drobnočlenitú pahorkatinu (Búr), vyššiu pahorkatinu pri Lakšárskej Novej Vsi, Borskom Mikuláši a medzi Závodom a Borským Jurom. Relatívne nižšie ploché až málo zvlnené územie je pri Malackách a Závode.

c) Pásmo pozdĺž Moravy tvorí niekoľko kilometrov široký, málo členitý pás s charakterom mierne zvlnenej roviny. Predstavuje poriečnu rovinu Moravy.

Ďalšie dve odlišné oblasti okrem hodnotených pásiem sú: aluviálna niva Myjavy s rovinným povrchom, a najjužnejšia, morfologicky pestrá časť nížiny v oblasti Stupava — Lamač — Devínska Nová Ves. Táto zahŕňa aluviálnu nivu Moravy medzi Devínskym Jazerom a Devínskou Novou Vsou, lamačsko-stupavskú depresiu a napokon priúpätné pásmo v oblasti Záhorská Bystrica — Stupava.

Z hydrografického hľadiska územie Záhorskej nížiny je excentricky odvodňované riekou Moravou, do ktorej ústi v smere od Malých Karpát niekoľko prítokov.

Najvýznamnejšie sú Myjava a Rudava, menej významné Malina — Rudávka, potok Ondriašových, stupavský potok a potok Lakšár. Lakšár odvodňuje najvyššie položenú časť nížiny a je jediným stálym tokom prameniacim na území nížiny. Riečna sieť Záhorskej nížiny predstavuje výrazný členiaci element povrchu hlavne v priečnom smere, a to najmä v oblastiach pod Malými Karpatmi a v strednej a severnej časti územia (V. Baňacký — A. Sabol 1969).

Na morfológiu a vývoj riečnej siete mali najväčší vplyv tektonické a klimatické pomery územia. Priľahlé pohorie a vlastná Záhorská nížina majú odlišný reliéf, pri vývoji ktorého sa uplatnil tektonický faktor, t. j. dvíhanie pohoria Malých Karpát a poklesávanie Záhorskej nížiny. Kým počas mladších treťohôr a v kvartéri v Malých Karpatoch prevládali erózne účinky denudačných procesov, na poklesávajúcej nížine prevládali akumulačné procesy. Intenzívne poklesávala najmä zohorská a kútska depresia. Možno predpokladať, že sledovaná časť nížiny mala do kvartéru rovinný charakter s ostrým ohraničením voči pohoriu (E. Krippel — E. Kullman — A. Sabol 1964). Morfologicky výraznejšie prechodné územie sa vyvinulo až počas kvartéru, keď bolo na priúpätnú oblasť vynášané z pohoria množstvo zvetralín, ktoré sedimentovali vo forme náplavových kužeľov, soliflukčných prúdov i plošných proluviálnych pokryvov. Vo vlastnej nížine boli vytvorené rozsiahle pásma eolických sedimentov — viatych pieskov, vytvárajúce zvlnený reliéf pahorkatinového rázu.

Vývoj riečnej siete tohto územia podliehal a ešte stále podlieha význačným zmenám, ktoré majú podstatný vplyv na hydrológiu podzemných vôd Záhorskej nížiny, hlavne v oblasti zohorskej depresie.

Formovanie a zmeny riečnej siete v hodnotenom území nížiny podmienili hlavne:

mladá kvartérna tektonika,

klimatické pomery, najmä rozdielnosti v intenzite zrážok,

intenzívna eolická činnosť,

Mladá kvartérna tektonika vplývala na riečnu sieť jednak celkovým poklesávaním zohorskej depresie, ako aj v okrajových častiach čiastkových depresií (sološnickej a perneckej), usmerňovaním okrajových tokov, a hlavne sedimentov ich náplavových kužeľov do poklesávajúcej oblasti (do sološnickej depresie náplavový kužeľ rohožníckeho potoka na JZ a kužel potoka Trstienka na SV; do perneckej depresie náplavový kužeľ kuchynského potoka).

Klimatické pomery, zvlášť rozdielnosti v intenzite zrážok a s tým spojenej unášajúcej sile, odrážajú sa v dosahu vplyvu náplavových kužeľov vodných tokov do oblasti eolických sedimentov.

Eolická činnosť veľmi ovplyvnila riečnu sieť nížiny. Kým v severnej časti zohorskej depresie sledovateľné zmeny riečnej siete nie sú z hydrologického hľadiska zvlášť výrazné, s úplne odlišnými pomermi sa stretávame v strednej časti čiastkovej perneckej depresie.

Vývoj a zmeny riečnej siete v tejto oblasti sú v dôsledku vplyvu eolických sedimentov veľmi intenzívne a sú markantne sledovateľné už počas niekoľko 100

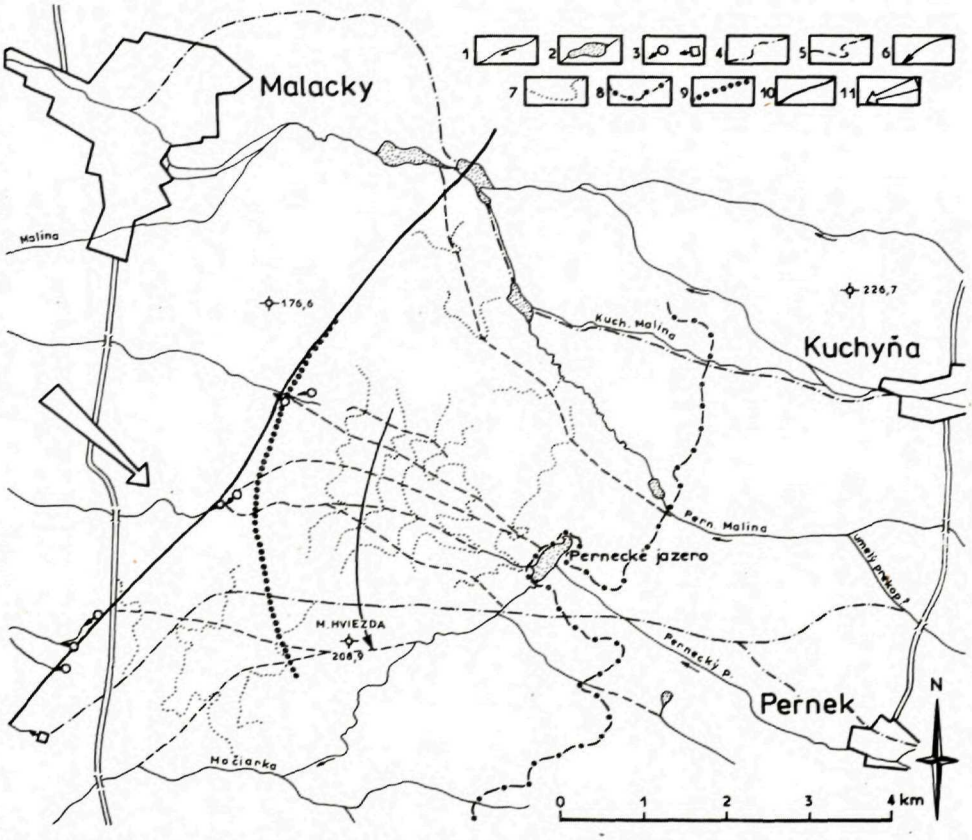
rokov i menej (obr. 1) Vývoj riečnej siete tejto oblasti bol pre svoj podstatný hydrologický význam prehodnotený (E. Kullman 1963, 1966) na základe:

— rozloženia a dosahu náplavových kužeľov,

— morfologických depresií odrážajúcich staré, eolickou činnosťou zanesené korytá,

— rozloženia pramenných výverov podzemných vôd perneckej nádrže,

— zhodnotenia historických mapových podkladov o riečnej sieti a ich porovnania so súčasným stavom a s najnovšími mapovými podkladmi o riečnej sieti.



Obr. 1. Zmeny priebehu vodných tokov v perneckej depresii Záhorskej nížiny (zostavil E. Kullman 1964) 1 — vodné toky; 2 — jazerá a rybníky; 3— pramene nezachytené, zachytené); 4 — priebeh vodných rokov podľa mapy v atlase Regni Hungarial portabilis (Korabinský 1757); 5 — predpokladaný priebeh vodných tokov v minulosti, podľa morfológie, odrážajúcej staré riečne korytá; 6 — smer presunov vodných tokov oblasti; 7 — vrstevnice terénu v oblastiach starých riečnych korýt; 8 — povrchové rozhranie medzi viatymi pieskami a náplavovými kužeľami malokarpatských tokov; 9 — najzápadnejší okraj dosahu zistených náplavových kužeľov malokarpatských tokov v podloží viatych pieskov; 10 — tektonická línia, pozdĺž ktorej neogénne sedimenty vytvárajú bariéru podzemným vodám kvartéru perneckej depresie; 11 — prevládajúci smer vetrov.

Rozloženie a dosah náplavových kužeľov siaha v sz smere až k lábskym zlomom, do oblasti, ktorá je v súčasnosti bez riečnych korýt (oblasť lábskych zlomov medzi Plaveckým Štvrtkom a Malackami). Najstarším dôkazovým materiálom o prestupe povrchových tokov týmto smerom sú význačné pramene podmienené pôvodnými riečnymi korytami (E. Kullman 1963). Ďalším významným dôkazovým materiálom sú morfologické depresie, odrážajúce staré, eolickou činnosťou zanesené riečne korytá. Najlepšie je zachované suché koryto medzi Perneckým jazerom a hájovňou Kozánek a tzv. Hlboká dolina — suché koryto jz. od kóty Malá Hviezda, o ktorej možno predpokladať, že je pochovanou dolinou potoka Šutrovne. Polohove sa dolina zhoduje s vodným tokom v mape Korabinského (J. M. Korabinský 1786).

Tretím dôkazom zmien riečnej siete, rozšíreným o to, že jej značné zmeny nastali i v nedávnej minulosti, je porovnanie s najstaršími mapovými podkladmi o riečnej sieti tohto územia. Ide o Homanovského mapu bratislavskej župy z roku 1757 (J. Purgina 1958) a o mapu tejto oblasti, uvedenej v atlase regni Hungarial portobilis (J. M. Korabinský 1786), ktorá je vlastne prebranou mapou z roku 1757. Z týchto dokumentov je sledované obdobie rokov 1757—1958, t. j. 200 rokov. Z porovnania najstarších máp a súčasného stavu vyplýva, že eolická činnosť v krátkom období spôsobila význačné zmeny v rozložení riečnej siete.

Najrozsiahlejšie zmeny postihli strednú časť územia. Pred rokom 1757 tam možno predpokladať existenciu vodných tokov medzi Perneckým potokom na úpätí Malých Karpát a oblasťou prameňov Mareček a prameňov Tančibok vyvierajúcich na lábskych zlomoch (pozri obr. 1)

Dokumentácia riečnej siete z obdobia 1757—1786 zachytáva stav, keď už boli eolickou činnosťou pochované riečne korytá k vyššie uvedeným prameňom a priebeh perneckého potoka, tečúceho severne od kóty Malá Hviezda hlbokou dolinou (v súčasnosti suchou — pochovanou pod viatymi pieskami) smeroval už zhruba do oblasti zachytených premeňov Rybníček v Plaveckom Štvrtku.

Vo vzťahu k súčasnosti (obdobie 200 rokov) prekonal tento tok veľké zmeny. V dôsledku vzniku veľkého presypového komplexu viatych pieskov Hrubej a Malej Hviezdy bol vodný tok naďalej presúvaný na juh a juhovýchod, pričom jeho sútok s jablonovským potokom sa posunul na východ.

Potok Močiarka podstatne nezmenil polohu svojho koryta v oblasti depresie. K jeho význačnému zatlačeniu došlo iba južne od obce Plavecký Štvrtok. Lozornianský potok v tomto období nepodľahol podstatnejším zmenám v situovaní svojho koryta.
Jeho odsunutie k juhu je zrejme staršie.

Eolické sedimenty teda vyvolali veľmi rýchle a významné premiestnenie korýt povrchových tokov v strednej a južnej časti zohorskej depresie pod Malými Karpatmi a ovplyvnili aj režim podzemných vôd v tejto oblasti. Eolickými sedimentmi zanesené riečne korytá spolu s ich eróznym zarezaním do terciérneho podložia v oblasti lábskych zlomov, usmernili prestup podzemných vôd do miest predispono-

vaných starými riečnymi korytami a spôsobili sústredený výstup podzemných vôd vo významných prameňoch nížiny na bariére lábskych zlomov (E. Kullman 1966).

Podobné ovplyvnenie vývoja riečnej siete eolickou činnosťou, i keď v menšej miere, sa zistilo v oblasti eolického komplexu medzi Cerovou—Lieskovým a Šajdíkovými Humencami. Pri východnom okraji tohto komplexu (ssz. od obce Cerová-Lieskové) vrtné práce v podloží eolických pieskov zastihli uloženiny štrkopieskov a štrkov, patriace k uloženinám Myjavky. Podľa jej dnešného toku možno usudzovať o postupnom posúvaní koryta toku smerom na JV až V (Z. Holéczyová 1968).

Prehľad geologických pomerov

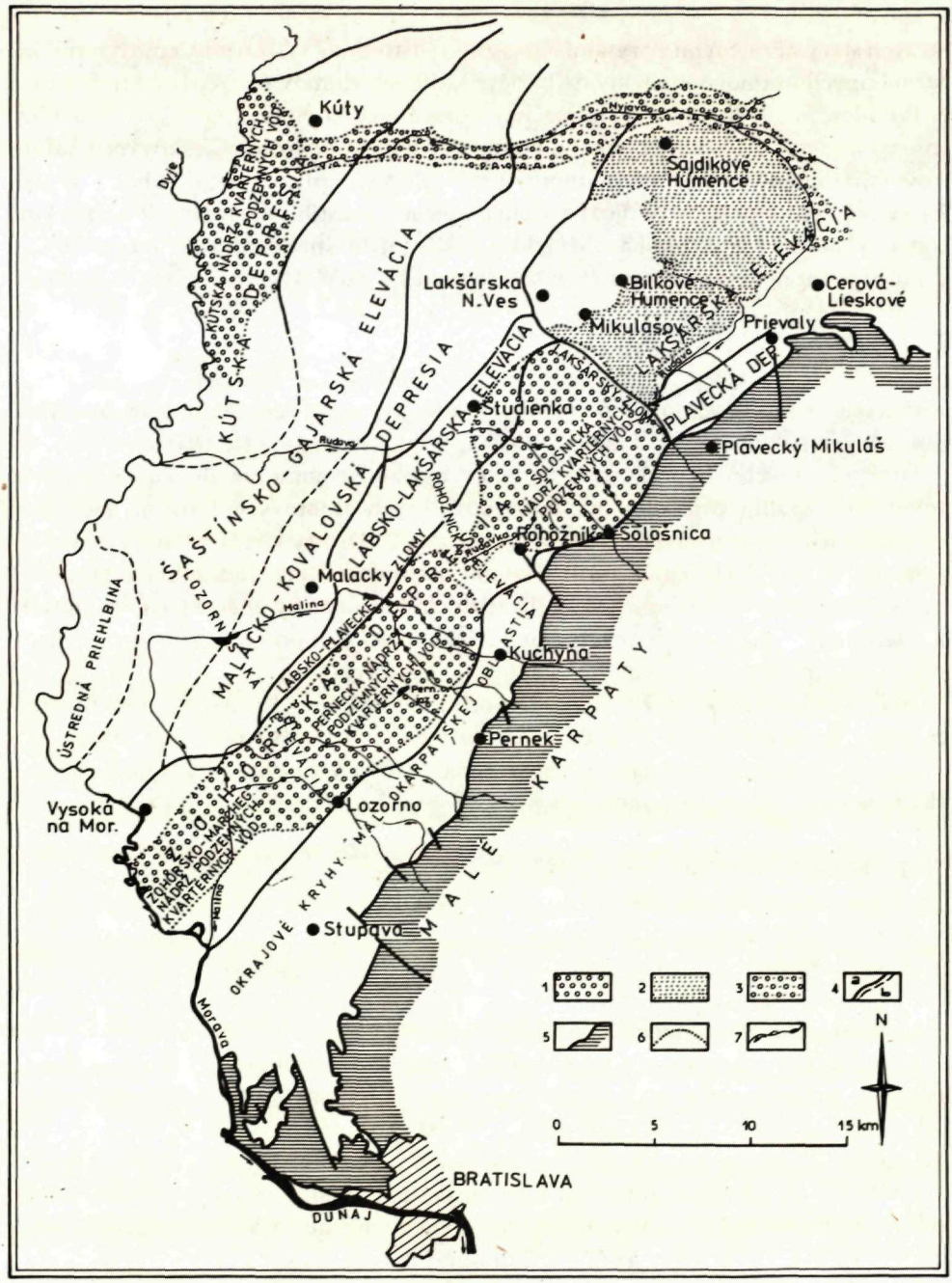
Záhorská nížina je vyplnená neogénnymi a kvartérnymi sedimentmi, ležiacimi na podložných paleogénnych a mezozoických, prípadne starších súvrstviach.

Hlavným stavebným prvkom panvy sú kryhy obmedzené zlomami. Panvu členíme tektonicky, podľa priebehu hlavných pozdĺžnych zlomových línií, na niekoľko elevačných a depresných pásiem sv.—jz. smeru (T. Buday 1962). Menej výrazné sú priečne, na karpatský smer zhruba kolmé tektonické línie. Jednotlivé tektonické celky, obmedzené zlomami, vykazujú rozdielny litologický charakter neogénnych a kvartérnych sedimentov, na čo detailnejšie poukážem pri charakteristike hydrogeologických pomerov v jednotlivých tektonických celkoch.

V Záhorskej nížine možno vymedziť od okraja Malých Karpát tieto tektonické celky (V. Cílek 1956, T. Buday — V. Špička 1958, T. Buday 1964) obr. 2.

a) okrajová malokarpatská kryhová oblasť (relikty za okrajovým malokarpatským zlomom na strane pohoria)
b) zohorská depresia
c) plavecká depresia
d) lakšárska elevácia
e) lábsko-lakšársky elevačný pruh
f) malacko-kováľovská depresia
g) šaštínsko-gajarská elevácia
h) ústredná prehĺbenina a kútska depresia

Usporiadanie čiastkových tektonických celkov — štruktúr (T. Buday 1962) svedčí o tom, že pri vývoji Záhorskej nížiny sa najviac uplatnili pohyby pozdĺž tektonických línií — zlomov hlavného karpatského smeru, t. j. SV — JZ. Záhorská nížina ako celok v ponte až v pliocéne bola z väčšej časti stabilizovaná. Poklesávali už iba dva tektonické celky: zohorská depresia pri úpätí Malých Karpát, ktorá sa tiahne od Plaveckého Mikuláša cez Zohor na rakúsku stranu, a kútska depresia v sz. okrajovej časti (T. Buday 1962) V jednotlivých tektonických celkoch, v dôsledku tektonických pohybov vystupujú v podloží kvartéru vekove i litologicky odlišné neogénne súvrstvia, s rozdielnou hrúbkou a litológiou nadložných kvartérnych sedimentov.



Obr. 2 Schematická mapa tektonických celkov Záhorskej nížiny s vyznačením hydrogeologicky významných oblastí kvartérnych podzemných vôd (zostavil E. Kullman s použitím geologických podkladov T. Budaya)

Na budovaní kvartéru sa podieľajú (A. Sabol 1963):

— sedimenty prinášané z Malých Karpát (proluviálne štrky a splachové sedimenty),

— eolické piesky vyviate z pleistocénnych štrkopiesčitých náplavov Moravy,

— sedimenty náplavov Moravy.

Vývoj kvartérnych sedimentov hodnoteného územia bol výrazne ovplyvnený kvartérnym poklesávaním zohorskej a kútskej depresie (A. Sabol 1964). Mladá kvartérna tektonika vplývala v podhorí Malých Karpát na vývoj náplavových kužeľov, lemujúcich okraj pohoria v celom študovanom úseku (od Prieval k Lozornu). V oblastiach vysokopoložených krýh (okrajová malokarpatská kryhová oblasť, lakšárska elevácia), ako i v oblastiach čiastkových elevácii v zohorskej depresii sú kužele zachované vo zvyškoch malej mocnosti. V závislosti od poklesovej tektoniky sú opačné pomery v úsekoch čiastkových depresií vnútri celkovej zohorskej depresie. Kužele vyvinuté v čiastkových depresiách sú plošne rozľahlejšie a v dôsledku poklesových pohybov tvorené veľkými hrúbkami kvartérnych sedimentov. Mladá kvartérna tektonika vplývala tiež v strednej a západnej časti čiastkových depresií na vývoj a hrúbky eolických sedimentov a v oblasti kútskej depresie a v južnej časti zohorskej depresie na vývoj a hrúbky riečnych sedimentov Moravy a jej prítokov.

Okrajová malokarpatská kryhová oblasť

Okrajová malokarpatská kryhová oblasť je nepoklesnutým reliktom bývalého okraja, ktorý sa zachoval za okrajovými zlomami. Pod kvartérnymi sedimentmi vystupujú súvrstvia spodného bádenu (polymiktné zlepence a štrky) a vrchného bádenu (vápnité íly a piesky, podradné pieskovce).

Stabilizácia terciérneho podložia v kvartéri umožnila v tejto oblasti väčšinou vytvorenie kvartérnych sedimentov malej hrúbky. Sú to hlavne prolúvia kužeľov malokarpatských tokov, zachované vo zvyškoch (A. Sabol 1964). Proluviálne a soliflukčné proluviálne sedimenty sú tvorené poloopracovanými až ostrohrannými, rôzne zahlinenými štrkmi s piesčitou prímesou, lokálne s prevahou hlín (v. Baňacký — A. Sabol 1969). Ich hrúbky sa pohybujú od 1 do 6 m. Oblasti medzi kužeľmi, svahy dolín ako aj priľahlé svahy Malých Karpát, sú pokryté deluviálnymi a deluviálno-proluviálnymi hlinito-kamenitými sedimentmi s prevahou hlinitého materiálu v hrúbke 2—3 m, max. 5 m. Z kvartérnych sedimentov tejto oblasti vo vzťahu k hydrogeológii má väčší význam rozľahlá Devínsko-novoveská terasa rozprestierajúca sa medzi Devínskou Novou Vsou a Devínskym Jazerom. Hrúbka pieskoštrkovej akumulácie tejto terasy je 2—8 m.

1 — kvartérne nádrže podzemných vôd; 2 — komplex viatych pieskov lakšárskej elevácie; 3 — aluviálne náplavy rieky Myjavy; 4 — hranice jednotlivých neogénnych tektonických celkov — totožné s hlavnými tektonickými líniami; a) overené, b) predpokladané; 5 — okraj Malých Karpát; 6 — ohraničenie významných oblastí kvartérnych podzemných vôd; 7 — vodné toky.

Zohorská depresia

Podhorská depresia Malých Karpát, nazývaná tiež zohorská depresia, tvorí severnú časť rozsiahlej priekopovej prepadliny, ktorá sa tiahne v dĺžke 106 km, s premenlivou šírkou od 2—12 km od Wiener Neustadtu v Rakúsku cez Moravské pole na územie Slovenska do Záhorskej nížiny.

Táto rozsiahla priekopová prepadlina, rozprestierajúca sa na území dvoch štátov, ako odraz mladej kvartérnej tektoniky, je rozčlenená priečnymi elevániami na 3 samostatné depresné celky vyplnené kvartérnymi sedimentmi. Dva z nich sa rozprestierajú na území Rakúska a tretí — najsevernejší, tvoriaci zohorskú depresiu, na území ČSSR. Najjužnejšou z uvedených troch depresií je mitterndorfská depresia začínajúca na júhu pri Wiener Neustadte. Tiahne sa cez Mitterndorf až po Wienerherberg. Je obmedzená sollenau — moosbrunerským a goldbergským zlomom, pozdĺž ktorých poklesla a vytvára asi 40 km dlhú a 2—8 km širokú kvartérnu depresiu vyplnenú pleistocénnymi štrkmi, ktorých hrúbka dosahuje až 150 m (H. Küpper 1954).

Medzi Dunajom a Moravou v pokračovaní mitterndorfskej depresie na severovýchod je druhá významná samostatná depresia na Moravskom poli, a to depresia „Lasser Senke". Je podobnou depresiou ako predchádzajúca, poklesnutá pozdĺž zlomov (E. Thenius 1961) a taktiež vyplnená kvartérnymi sedimentmi (J. Fink 1955).

Depresia „Lasser Senke" sa smerom k Marcheggu splytčuje a prechádza vnútri celkovej priekopovej prepadliny v oblasti jz. od Marchegu do elevácie, ktorú dokumentuje gänsendorfská terasa würmského veku (pozri J. Fink 1955). Ide zrejme o málo rozsiahlu priečnu elevániu, pretože pri Marcheggu sa už rozprestiera južný okraj zohorskej depresie, ktorá je podhorskou depresiou Malých Karpát a nachádza sa prakticky v celom rozsahu na území ČSSR.

Zohorská depresia je súčasťou pôvodne jednej neogénnej zohorsko-plaveckej depresie. Koncom neogénu sa plavecká časť depresie (severné pokračovanie zohorskej depresie) stabilizovala a poklesávala naďalej iba zohorská depresia, ktorá zostala dodnes mobilnou (T. Buday 1962). Rozsiahle geologické a hydrogeologické výskumy zohorskej depresie v posledných desiatich rokoch umožňujú jej detailnejšie zhodnotenie.

Zohorská depresia prebieha jz—sv smerom v podhorí Malých Karpát, od Marcheggu po Plavecký Mikuláš, kde je na severe obmedzená priečnym lakšárskym zlomom. Aj severozápadné aj juhovýchodné obmedzenie je zlomové. Na severozápade ju ohraničujú lábsko-plavecké zlomy voči lábsko-lakšárskej elevácii. Juhovýchodne ohraničenie tvoria okrajové malokarpatské zlomy. Vlastná depresia na severe sa stýka s okrajom pohoria Malé Karpaty. V južnom smere medzi vlastnou depresiou a pohorím sa nachádza vysokopoložená neogénna malokarpatská okrajová kryha. Podobne ako predchádzajúce dve kvartérne depresie v Rakúsku je to

priekopová prepadlina s dĺžkou asi 36 km a šírkou 7—8 km výrazne poklesnutá a obmedzená zlomami.

Vlastná zohorská priekopová prepadlina netvorí jednotný celok. Na jej vývoji sa podieľali aj pohyby pozdĺž priečnych zlomov (sz.—jv. smeru), ktoré podmienili jej rozčlenenie na ďalšie čiastkové elevácie a depresie. Dvoma výraznými eleváciami a to rohožníckou a lozornskou, ktoré tvoria výrazné preniky pohoria do nížiny, je rozdelená na čiastkové depresie — najsevernejšiu čiastkovú depresiu sološnickú, strednú perneckú depresiu a najjužnejšiu zohorsko-marcheggskú depresiu.

V podloží kvartéru v zohorskej depresii vystupujú hlavne pestré ílovito-piesčito-štrkové vrstvy pontu a podradne (j. od Zohoru, pri Jabloňovom a Kuchyni) i sedimenty panónu (vápnité íly a piesky, zriedkavo i štrky). Pestré vrstvy v sološnickej a perneckej depresii radené k levantu (T. Buday 1962) boli na základe nových výsledkov (V. Baňacký — J. Harčár – A. Sabol 1965) zaradené k pleistocénu.

Z hľadiska kvartérnych poklesov čiastková sološnická depresia poklesla asi o 100 m; čiastková pernecká depresia až asi o 150 m a čiastková zohorsko-marcheggská depresia asi o 100 m. Celkove možno teda hovoriť o poklesových pohyboch v priebehu kvartéru od 100 do 150 m (V. Baňacký — J. Harčár — A. Sabol 1965).

Vývoj a hlavne hrúbku kvartérnych sedimentov v týchto čiastkových depresiách výrazne ovplyvnila kvartérna poklesová tektonika, ktorá v podhorí Malých Karpát formovala tvorbu náplavových kužeľov. Kým na čiastkových eleváciach kužele tvoria iba zvyšky malých mocností, v čiastkových depresiách sa za okrajovým zlomom v dôsledku poklesávania v priebehu kvartéru hromadil proluviálny materiál a tak sa vytvorili mocné súvrstvia klastických kvartérnych sedimentov, a to v sološnickej depresii s mocnosťami až do 50 m, v perneckej depresii až do 60 m. Prolúviá malokarpatských tokov zapĺňali poklesávajúce depresie z juhovýchodu. Zo západu a severozápadu boli depresie v dôsledku intenzívnej eolickej činnosti zapĺňané viatymi pieskami v plnom rozsahu. V ich západných častiach to bolo až do hrúbky 60—80 m. V stredných častiach depresií došlo v dôsledku prevládajúcich vplyvov buď proluviálnej, alebo eolickej sedimentácie k striedaniu proluviálnych a eolických sedimentov.

Odlišný charakter majú kvartérne sedimenty v najjužnejšej čiastkovej zohorsko-marcheggskej depresii, v ktorej boli overené 85—92 m hrúbky zvodnených kvartérnych štrkov a pieskov. Veľké hrúbky kvartérnych sedimentov v tejto čiastkovej depresii vytvorené náplavami Moravy a sčasti eolickou činnosťou sú podobne ako v predchádzajúcich čiastkových depresiách, dôsledkom súčinnosti intenzívnej sedimentácie a mladej poklesovej tektoniky územia.

Plavecká depresia

Je tektonicky ohraničenou kryhou a vysoko položenými neogénnymi súvrstviami ktorá sa stabilizovala koncom neogénu. Z neogénnych sedimentov v podloží

kvartéru v plaveckej depresii vystupujú súvrstvia sarmatu (vápnité íly a piesky, prípadne pieskovce) a panónu (vápnité íly, íly a piesky, zriedkavo i štrky). Hrúbka kvartérnych sedimentov je malá. Z pohoria tam vyúsťujú plošne značne erodované náplavové kužele malej hrúbky, tvorené piesčitými, lokálne zahlinenými štrkmi (V. Baňacký — A. Sabol 1969). Oblasti medzi kužeľmi sú pokryté fluviálnymi, prevažne piesčito-hlinitými sedimentmi.

Lakšárska elevácia

Je to oblasť s vysokopoloženými neogénnymi sedimentmi (T. Buday 1962) v podloží konsolidovaná už v staršom neogéne.

Podložie kvartéru v elevácii tvoria prevažne sedimenty karpatu v šlírovej fácii (vápnité íly a íly miestami s jemnozrnnými pieskami a pieskovcami). Okrem nich pri východnom okraji ho tvoria sedimenty karpatu v zlepencovo-pieskovcovom vývoji (polymiktné zlepence a štrky, piesky a pieskovce); pri južnom a západnom okraji sú to sedimenty spodného bádenu (jemnozrnité až strednozrnné polymiktné štrky a piesky, striedajúce sa s ílmi a vápnitými ílmi), sedimenty vrchného bádenu (vápnité íly a íly so šošovkami a polohami pieskov a jemných štrkov), sarmatu (vápnité íly a piesky, v okrajovej fácii piesky a pieskovce, podradne štrky a zlepence) a panónu (íly, vápnité íly, uhoľné íly s hojnými polohami pieskov až jemných štrkov vo vrchných častiach súvrstvia).

Z hľadiska kvartérnych sedimentov oblasť lakšárskej elevácie sa napriek vysokovyzdvihnutým neogénnym súvrstviam vyznačuje veľkými mocnosťami eolických pieskov. V oblasti medzi Šajdíkovými Humencami, Lakšárskou Novou Vsou a horným tokom Rudavy na vysoko ležiacom neogénnom podloží vystupuje komplex eolických pieskov v hrúbke asi 10 m, miestami až do 20 m, pri východnom okraji s niekoľko metrovou hrúbkou štrkopieskov na báze.

Do tejto oblasti patrí i podstatná časť aluviálnych sedimentov rieky Myjavy, ktorá tvorí severné ohraničenie Záhorskej nížiny. Alúvium rieky Myjavy od Jablonice po jej ústie do Moravy je v priečnom profile nepravidelné so strmým pravým brehom a miernym ľavým brehom. Asymetria údolia je odrazom tektoniky územia. Sústava zlomov, prebiehajúcich v údolí v smere približne Z—V, oddeľuje Záhorskú nížinu od Myjavskej pahorkatiny. Intenzívny zdvih severnej časti lábsko-lakšárskej elevácie v pleistocéne bol jednostranný a zatláčal rieku k severu, čo spôsobovalo je zarezávanie do pravého brehu. Vlastnú aluviálnu výplň údolia Myjavy možno charakterizovať priemerným geologickým profilom s malými odchýlkami v jednotlivých profiloch toku: Na povrchu, v úzkom páse pozdĺž toku sú vyvinuté hliny a povodňové kaly v hrúbke 1—2 m prekrývajúce piesčité sedimenty. V ostatnej časti alúvia sú piesčité sedimenty vyvinuté od povrchu do hĺbky 7—10 m. Dno výplne (asi 2—5 m) tvoria granulometricky pestré (∅ do 15 cm), málo zahlinené štrky.

Lábsko-lakšársky elevačný pruh, malacko-kovalovská depresia a šaštínsko-gajarská elevácia

Tieto čiastkové tektonické celky, vyčlenené T. Budayom (T. Buday 1962) zaberajúce strednú časť nížiny, sa stabilizovali na začiatku pontu do jednotnej elevačnej zóny, ktorú pre účely tejto práce posudzujeme ako celok.

Lábsko-lakšársky elevačný pruh je pásmom terciérnych sedimentov hrasťového charakteru. Toto pásmo je voči zohorskej a plaveckej depresii obmedzené lábsko-plaveckými zlomami a lakšárskym zlomom. Je to oblasť konsolidovaná už v staršom neogéne s vysokopoloženými neogénnymi sedimentmi (T. Buday 1962) v podloží kvartéru.

Neogén lábsko-lakšárskeho elevačného pruhu v podloží kvartéru tvoria hlavne sedimenty panónu (íly, vápnité íly, uhoľné íly v spodnej časti s polohami a vložkami jemnozrnných pieskov, vo vrchnej časti s hojnými polohami pieskov až jemných štrkov); V sv. časti sedimenty pontu (íly, vápnité íly, šošovky strednozrnných až hrubozrnných pieskov).

Malacko-kovalovská depresia vytvára samostatný tektonický celok sz. od lábsko-lakšárskej elevácie. Na západe, resp. severozápade ju ohraničujú šaštínske zlomy, na juhovýchode až východe kovalovský, studiensky a malacký zlomový systém. Depresný charakter tohto tektonického celku bol zrejmý hlavne v eggenburgu až karpate a depresný ráz si zachovala do panónu. V ponte sa spojila so susednými elevániami (s lábsko-lakšárskym elevačným pruhom na JV a šaštínsko-gajarskou elevániou na SZ) do jednotného elevačného pruhu (T. Buday 1962). Koncom neogénu je to už stabilizovaná oblasť elevačného charakteru s vysokopoloženými terciérnymi sedimentmi. Podložie kvartéru v tomto tektonickom celku tvoria sedimenty panónu (íly, vápnité íly, uhoľné íly v spodnej časti s polohami a vložkami jemnozrnných pieskov, vo vrchnej časti s hojnými polohami pieskov až jemných štrkov).

Šaštínsko-gajarská elevácia vytvára sz. od malacko-kovalovskej depresie pozdĺžnu tektonickú štruktúru. Na SZ a Z ju ohraničuje jánsky zlom, na V šaštínske a jakubovské zlomy. Vznikla v bádene a dnešný charakter hrasti získala až v panóne (T. Buday 1962). Podobne ako predchádzajúce tektonické štruktúry strednej časti nížiny aj šaštínsko-gajarská elevácia bola stabilizovaná už začiatkom pontu, čo sa i u tejto štruktúry odráža vo vysokopoložených neogénnych sedimentoch. Z nich v podloží kvartéru vystupujú sedimenty panónu (vápnité íly a íly so šošovkami a polohami pieskov a jemných štrkov) a v severnej časti v oblasti Šaštína i sedimenty sarmatu (vápnité íly a piesky).

Vzhľadom na to, že tieto tektonické celky vytvorili začiatkom pontu jednotnú vysokopoloženú elevačnú zónu, nevytvorili sa podmienky pre sedimentáciu väčšej hrúbky kvartérnych uložení.

Treťohorné sedimenty v tejto oblasti vystupujú buď priamo na povrch, alebo sú prekryté kvartérnymi uloženinami malých mocností. Z nich najväčšie rozlohy na jednotnom elevačnom pruhu zaberajú erózne zvyšky rôznych terasových stupňov Moravy, tvorené štrkmi a pieskami prevažne malej hrúbky (do 4—5 m), jemnozrnné až strednozrnné eolické piesky, reprezentované taktiež väčšinou malými hrúbkami a deluviálne sedimenty na svahoch terasových zvyškov zo zahlinených pieskov s prímesou štrkov dosahujú v priemere hrúbku 1 m, max. 2 m.

Ústredná prehĺbenina viedenskej panvy a kútska depresia

Kútska depresia je najzápadnejšou tektonickou jednotkou Záhorskej nížiny. Tvorí sv. výbežok ústrednej prehĺbeniny viedenskej panvy. Vznikla začiatkom bádenu (T. Buday 1962); je to priekopová prepadlina jz.—sv. smeru tiahnúca sa v pruhu širokom 4—8 km a dlhom asi 30 km od Gbiel cez Kúty po Malé Leváre. Na severe až severozápade ju ohraničuje farský zlom, na juhovýchode jánsky zlom. Od spodného bádenu až do kvartéru ju tvorí depresná poklesávajúca oblasť s poklesmi v kvartéri, hlavne v strednej časti, západne od Sekúl. Z neogénnych sedimentov v kútskej depresii vystupujú v podloží kvartéru súvrstvia pontu (íly, vápnité íly so šošovkami a polohami strednozrnných až hrubozrnných pieskov), v ostatnej časti ústrednej prehĺbeniny súvrstvia panónu (íly, vápnité íly v najvyšších častiach s hojnými polohami pieskov až jemných štrkov).

V závislosti od poklesovej tektoniky a vplyvom kvartérnej sedimentácie rieky Moravy sa na tomto území vytvorili kvartérne sedimenty veľkých hrúbok. Najvýznamnejšia je tektonická priekopa v kútskej depresii západne od Sekúl, tiahnúca sa ssv.—jjz. smerom v dĺžke asi 14 km a šírke 1,5—2,5 km. Fluviálne štrkopiesčité a eolické piesčité sedimenty, tvoriace jej výplň, majú v dôsledku kvartérnych tektonických poklesov hrúbku až 40 m. V ostatnej časti ústrednej prehĺbeniny viedenskej panvy kvartérne sedimenty, tvorené zväčša náplavami Moravy, dosahujú v priemere hrúbku 10—12 m. V litologickom profile pod 2—3 m hrubou hlinitou pokrývkou vystupuje 7—10 m hrubé súvrstvie štrkopieskov a hrubozrnných pieskov.

Klimatické pomery*

Územie Záhorskej nížiny patrí do dvoch klimatických oblastí. Západná a južná časť je teplá, mierne suchá s miernou zimou. Východná časť vrátane predhoria a priľahlých svahov Malých Karpát približne do výšky 400 m je teplá a mierne vlhká.

* Hodnotenie klimatických a hydrologických pomerov bolo vypracované hlavne z podkladov materiálov Hydrometeorologického ústavu, Bratislava.

Teplotné pomery

Záhorskú nížinu zaraďujeme k najteplejším oblastiam Slovenska. Po úpätie Malých Karpát sú teplotné pomery nížiny pomerne vyrovnané. Priemerná ročná teplota vo vlastnej nížine je 9,6—9,7 °C (Borský Mikuláš, Malacky), na úpätí Malých Karpát 9,2 °C (Kuchyňa—Nový Dvor). S nadmorskou výškou teplota klesá v priemere o 0,43 °C/100 m. V hrebeňoch Malých Karpát je ročná teplota v priemere 6 °C. Najnižšie teploty sú v januári (v nížine v priemere pod −2 °C, vo výške nad 500 m. n. m. pod −3 °C). Najvyšie priemerné teploty v priebehu roka pripadajú na júl (v nížine v priemere nad 20 °C, v Malých Karpatoch nad 500 m n. m. pod 18 °C). Pre nížinu sú príznačné silné, značne vysušujúce letné a jesenné juhovýchodné vetry (V. Peterka — F. Šamaj — J. Tomlain 1966). Rozloženie teplôt v priebehu roka podáva tabuľka 1.

Priemerné mesačné a ročné teploty vzduchu v °C za obdobie 1931—1960 Tabuľka 1

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Malacky	−1,7	−0,2	4,3	10,0	15,2	18,5	20,3	19,5	15,7	9,8	4,7	0,6	9,7
Borský Mikuláš	−2,3	−0,4	4,3	10,0	15,0	18,2	20,2	19,5	15,5	9,7	4,6	0,3	9,6
Kuchyňa — Nový Dvor	−2,2	0,7	3,8	9,4	14,4	17,6	19,4	18,7	15,2	9,5	4,5	0,4	9,2

Zrážkové pomery

Zrážkové pomery v Záhorskej nížine ovplyvňuje postup cyklónov od západu a severozápadu. Spôsobuje, že záveterné (severozápadné) svahy Malých Karpát a priúpätná časť Záhorskej nížiny sú v ročnom priemere v porovnaní s juhovýchodnými svahmi Malých Karpát vlhkejšie. Celkove časové rozdelenie zrážok v Záhorskej nížine je v dôsledku striedania poveternostných podmienok a vplyvu orografie pomerne nerovnomerné.

Najnižší priemerný ročný úhrn zrážok (<550 mm) je pri rieke Morave. Smerom k Malým Karpatom stúpa na 600 mm a na úpätí Malých Karpát dosahuje 700 mm. Od úpätia k vrcholom vzrastá množstvo zrážok pri malej horizontálnej vzdialenosti až nad 850 mm. Priemerný ročný úhrn zrážok blízky 900 mm majú vrcholové polohy Malých Karpát vo výškach nad 600 m n. m.

Zrážkové úhrny v jednotlivých rokoch sú veľmi rozdielne. Najvyšší úhrn zrážok napríklad v Malackách bol 970 mm, najnižší 404 mm. V zrážkovej stanici Kuchyňa — Vývrat (úpätie Malých Karpát) bol najvyšší úhrn zrážok 1 510 mm a najnižší 537 mm (V. Peterka — F. Šamaj — J. Tomlain 1966).

Prehľad priemerných ročných zrážok a ich rozdelenie v priebehu roka za obdobie 1901—1960 Tabuľka 2

Zrážkomerná stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Devínska Nová ves	37	39	41	43	74	74	84	72	40	56	56	48	604
Zohor	33	33	33	39	61	71	81	69	40	55	48	39	602
Záhorská Ves	32	33	34	35	65	68	80	67	36	52	44	37	583
Pernek	54	33	54	53	85	84	102	86	61	80	80	67	859
Kuchyňa — Nový Dvor	38	40	42	48	68	74	88	74	47	63	55	43	680
Kuchyňa — Vývrat	47	52	49	55	79	84	100	83	53	70	70	56	798
Malacky	35	33	36	41	65	75	82	72	41	54	48	39	621
Veľké Leváre	34	33	32	38	60	72	83	69	38	49	48	37	593
Borský Jur	35	37	37	37	60	66	75	69	36	44	45	39	580
Mikulášov	37	34	36	40	64	67	85	71	40	51	50	38	613
Šaštínske Stráže	35	26	38	39	58	73	79	79	40	49	46	38	610
Senica	40	37	41	41	65	78	82	75	42	54	50	41	646

Výpar

Ďalším významným klimatickým faktorom vo vzťahu k hydrologickým a hydrogeologickým pomerom je výpar z pôdy — jedna zo základných zložiek hydrologickej bilancie územia. Presne stanoviť jeho hodnotu je veľmi ťažké, pretože ho ovplyvňuje viacero činiteľov (zrážky, vlhkostné pomery, teplota, pôdne pomery, vegetácia). Používané metódy na výpočet výparu z pôdy podávajú vzhľadom na množstvo ovplyvňujúcich faktorov značne rozdielne výsledky.

Rámcovú charakteristiku dlhodobých priemerných hodnôt výparu z povrchu pôdy v Záhorskej nížine možno podať na základe výsledkov Š. Feketeho (1953) a J. Tomlaina in V. Peterka, F. Šamaj, J. Tomlain (1966). Š. Fekete pri stanovení plošného rozdelenia výparu z povrchu pôdy vychádzal z hydrologickej bilancie a na určenie podielu jednotlivých mesiacov na celoročnom výpare využil existujúce vzťahy medzi výparom a sýtostným doplnkom. Týmto spôsobom vyhodnotil dlhodo-

Priemerné mesačné a ročné hodnoty výparu z povrchu pôdy podľa Feketeho a Tomlaina Tabuľka 3

Mesiac	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII
Výpar podľa hydrolog. bilancie (Fekete) v mm	10	25	15	45	60	75	90	75	50	30	15	10	500
Výpar podľa Budyko — Zubenoka stanica Malacky (Tomlain) v mm	5	5	23	64	71	82	87	67	39	23	11	6	497

bý priemerný výpar z pôdy za roky 1901—1950. J. Tomlain použil metódu navrhnutú Budykom a Zubenokom, založenú na spoločnom riešení rovníc vodnej a tepelnej bilancie. Vyčíslil dlhodobý priemerný výpar z povrchu pôdy pre stanicu Malacky za roky 1901—1960. Obaja autori, ako vidieť z priloženej tabuľky 3, došli k zhruba rovnakým výsledkom v hodnote dlhodobého priemerného ročného výparu. Líšia sa v jeho rozdelení na jednotlivé mesiace. Tieto rozdielnosti však mohla spôsobiť rozdielna metodika, neekvivalentnosť hodnoteného územia, ako aj rozdielna dĺžka hodnotených ročných radov.

Detailnejšie výpar z pôdy pre viaceré klimatické stanice v oblasti Záhorskej nížiny spracoval J. Tomlain metódou Budyko — Zubenoka za obdobie 1957—1965 a za obdobie 1971—1972. Sú to obdobia, v ktorých prebiehal základný hydrogeologický výskum a vyhľadávací hydrogeologický prieskum (E. Kullman 1966, A. Šubová 1973).

Získané výsledky uvádza tab. 4. ktorá podáva obraz o rozdielnostiach výparu v jednotlivých častiach Záhorskej nížiny.

Tabuľka 4

Ročný výpar z pôdy v jednotlivých klimatických staniciach za hydrologické roky 1957—1965 a 1971—1972

Klimatická stanica	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1971	1972
Malacky	465	441	565	559	524	457	472	448	516	397	499
Borský Mikuláš	484	486	534	557	446	405	447	481	572	—	—
Kuchyňa — Nový Dvor	503	505	546	554	462	469	497	544	552	450	501
Kuchyňa — Vývrat	533	515	551	514	446	444	452	502	514	—	—
Malé Karpaty (nadm. výška 500 m)	470	469	504	482	466	491	455	512	486	—	—

Hydrologické pomery

Celé hodnotené územie Záhorskej nížiny patrí do povodia Moravy. Rieka Morava je v hodnotenom území uzavretá hrádzami. Časť ostatných prirodzených tokov je regulovaná a ich korytá sú miestami preložené. Vybudovaný je celý systém odvodňovacích kanálov, odvádzajúcich vodu z meliorovaných území.

Najväčším prítokom Moravy z hodnoteného územia je rieka Myjava, ktorá tvorí severnú hranicu Záhorskej nížiny. Ďalším výdatným prirodzeným tokom je Rudava s prítokmi Rudavkou a sološnickým potokom. Potok Lakšár tečie v pôvodných pomeroch po osadu Tomky, kde sa rozdeľuje a časť vôd odteká do vodných nádrží Studená voda I a II; od Moravského Jána má Lakšár charakter kanála.

Potok Malina napája celú sústavu rybníkov, a tým je jeho prirodzený režim značne ovplyvnený. Od Jakubova je Malina umelý kanál. Z kanálov je najvýznamnejší zohorský kanál a tzv. hlavný prívodný kanál k čerpacej stanici Malé Leváre.

Morava má v hodnotenom území charakter rovinnej rieky s malým spádom a pomalým tokom. Dlhodobé pozorovania prietoku má Morava v stanici Moravský

Ján. Najmenší prietok bol zaznamenaný 7,7 m^3/s a najväčší 1508 m^3/s. Za obdobie 1901—1960 bol mimoriadne suchý rok 1934 s priemerným ročným prietokom 44,9 m^3/s. Najvýdatnejším bol rok 1941 s priemerným ročným prietokom 222 m^3/s.

Dlhodobé pozorovania rieky Myjavy sú zo stanice Štefanov od 1931—1968. Stanica bola v roku 1968 zrušená, vybudovaná je náhradná stanica Šaštínske Stráže s pozorovaním od roku 1968. Za pozorované obdobie bol zaznamenaný najnižší prietok 0,09 m^3/s a najvyšší prietok 109 m^3/s

Krátkodobé sledovanie prietokov rieky Rudavy (od roku 1962) ukázalo najnižší dokumentovaný prietok 0,212 m^3/s a najvyšší 19,4 m^3/s.

Hydrogeologické pomery

Ako poklad pre ďalšie hydrogeologické výskumy a bilančné hodnotenia podzemných vôd v Záhorskej nížine podávame súbornú hydrogeologickú charakteristiku jednotlivých tektonických celkov. Hydrogeologická charakteristika je výsledkom poznatkov z autorovho hydrogeologického výskumu, z hydrogeologických prieskumov, ako aj z prác pre zostavenie hydrogeologických máp.

V študovanej časti Záhorskej nížiny tektonické pohyby poklesového charakteru hlavne v terciéri a kvartéri nížiny podmienili veľké poklesy mezozoika a rozčlenenie nadložných terciérnych sedimentov na jednotlivé tektonické celky, vyčlenené v predchádzajúcej geologickej časti.

Rozdielnosti vo výške poklesov jednotlivých tektonických celkov spôsobili, že mezozoické sedimenty nížiny sú za okrajovým malokarpatským zlomom v značne rozdielnych hĺbkach. Jednotlivé neogénne kryhy majú v nejednom prípade až niekoľko 100 m rozdiely vo výške poklesov. Na povrchu boli tieto veľké rozdiely sčasti zarovnané eróznym vyrovnaním reliéfu, čím sa výškou dostali na rovnakú úroveň litologicky i hydrogeologicky rozdielne neogénne sedimenty s rozdielnymi hrúbkami nadložných kvartérnych sedimentov.

Hydrogeologická charakteristika neogénnych a kvartérnych sedimentov v jednotlivých tektonických celkoch Záhorskej nížiny

Cieľom tejto kapitoly je podať základnú hydrogeologickú charakteristiku kvartérnych sedimentov a najvyššej časti neogénnych sedimentov v jednotlivých tektonických celkoch.

Pri hodnotení hydrogeologických pomerov neogénu boli použité evidenčné materiály o hydrogeologických vrtoch spracované Geofondom Bratislava.

Hydrogeológia okrajovej malokarpatskej kryhovej oblasti

Okrajová malokarpatská kryhová oblasť sa rozprestiera medzi okrajom Malých Karpát a obcami Lozorno, Jablonové a Kuchyňa so severným ukončením pri obci Rohožník. Tvoria ju sedimenty spodného bádenu vo vývoji štrkov, zlepencov, pieskov a pieskovcov, ktorý zaberá priúpätnú časť, a vrchného bádenu vo vývoji vápnitých ílov s polohami pieskov a pieskovcov. Z hydrogeologického hľadiska sedimenty vrchného bádenu okrajovej malokarpatskej kryhovej oblasti na základe výsledkov doterajších hydrogeologických vrtných technických prác možno charakterizovať ako sedimenty hydrogeologicky málo priaznivé, prevažne ílovitého charakteru, väčšinou bez významnejších zvodnených horizontov. Dokumentujú to realizované hydrogeologické vrty vo vrchnom bádene (tab. 5). Ich výdatnosť sa pohybuje prevažne od 0,5 l/s do 3,0 l/s. Sedimenty spodného bádenu podľa doterajších výsledkov, i keď na základe pomerne malého rozsahu vrtných prác do neogénnych sedimentov tejto oblasti, nedokumentujú významnejšie zvodnenie. Overené výdatnosti v dosiaľ realizovaných vrtoch sú od 0,7 l/s do 3,25 l/s.

Stabilizácia terciérneho podložia v kvartéri umožnila v okrajovej malokarpatskej kryhovej oblasti medzi okrajom Malých Karpát a okrajovými malokarpatskými zlomami vytvorenie kvartérnych sedimentov iba malých hrúbok. Sú to kužele malokarpatských tokov, zachované vo zvyškoch malých hrúbok. (A. Sabol 1964), ktoré sú v hydrogeologicky priaznivejších úsekoch kolektorom priameho prestupu podzemných vôd z pohoria do nížiny.

Podľa výsledkov autora, podložených hydroizohypsami (máj 1968), podzemné vody v kvartérnych sedimentoch severnej časti okrajovej malokarpatskej kryhovej oblasti (oblasť medzi Rohožníkom a Jablonovým) prúdia od Malých Karpát na ZSZ až SZ do čiastkovej perneckej depresie. Južnejšie, v oblasti lozornskej elevácie, generálny smer prúdenia podzemných vôd v kvartérnych sedimentoch sa postupne stáča k západu. V najjužnejšej časti okrajovej kryhovej oblasti — v oblasti Stupavy a jz. od Stupavy smer prúdenia podzemných vôd sa postupne stáča k ZJZ až do oblasti odvodňovanej Stupavkou a Vápenickým potokom.

Charakteristický geologický profil kvartérnymi sedimentmi z tejto oblasti podhoria Malých Karpát, ktorý dáva obraz o obmedzenosti hydrogeologických možností, predstavuje vrt ZV—8 v areáli železničnej stanice Pernek:

0,00—13,00 hlina, piesčitá hlina
13,00—13,20 poloha úlomkov kremencov (∅ nad 5 cm)
13,20—14,00 íl jemnopiesčitý, hnedý
14,00—19,00 hlina piesčitá, hnedá s úlomkami hornín

Odlišné hydrogeologické pomery v tejto oblasti má devínsko-novoveská terasa rozprestierajúca sa medzi Devínskou Novou Vsou a Devínskym Jazerom a ležiaca na neogénnych súvrstviach vrchného bádenu, budovaného vápnitými ílmi s polohami pieskov a pieskovcov. Terasa má veľký plošný rozsah — asi 15 km^2. Má dobre

Tabuľka 5

Prehľad hydrogeologických vrtov realizovaných do neogénnych sedimentov badenu okrajovej kryhovej malokarpatskej oblasti

Lokalizácia hydrog. vrtu	Hĺbka vrtu m	Zvodnené horizonty neogénu a ich litológia	Vek	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch		Q/S výdatnosť l.s^{-1} / zníženie m	Čerp. skúškou overený	Zdroj informácie (čísl. správy Geofondu)
				narazená v hĺbke (m)	ustálená m			
Pernek – S okraj obce	25,0	4,3–- 4,7 piesok strednozrnný 15,4—25,0 pieskovec	vrchný báden	9,6	—7,8	0,54 / 1,47	II. neogénny horizont	31667
Pernek — 250 m SZ od obce	15,0	12,5—15,0 pieskovec s polohami ílu	vrchný báden	—	—2,7	0,454 / 4,02	I. neogénny horizont	31099
Lozorno — 750 m JV od obce	21,0	12,0—15,7 pieskovec s polohami štrku a vložkami pies. čitých ílov 15,7—21,0 zvetraný pieskovec a štrk	spodný báden	—	—	neogén neodskúšaný	—	35228
Stupava — 2,5 km SSV od obce	40,0	3,0—40,0 hrubozrnné balvany až štrky prevažne žulové	spodný báden	22,5	—21,9	1,3 / 7,7	neog. horizont v úseku 31,0—40,0 m	22524
Stupava — 2,0 km SSV od obce	40,0	2,0—40,0 hrubozrnné štrky až balvany prevažne žulové	spodný báden	—	—0,61	3,25 / 12,95	neog. horizont v úseku 15,0—40,0 m	22524
Stupava — 500 m SSZ od obce	40,0	5,0—20,0 íl piesčitý s polohami pieskovcov 20,0—40,0 balvany silne zaílované	vrchný báden	—	+0,3	1,5 / 10,2	celý odvŕtaný neogénny horizont	19727
Stupava — S od obce	54,0	18,7—35,9 úlomkový materiál s prevahou granodioritov 37,7—51,0 úlomkový materiál s prevahou granodioritov	vrchný báden	18,7 37,7	prelív 1,5 l/s 1 m nad ter.	3,0 / 5,7	oba neogénne horizonty	31187

Stupava — S okraj obce	51,0	10,7—17,0 18,0—24,0 24,0—33,0 41,5—48,0	piesok jemnozrnný piesok jemnozrnný pieskovec vápnitý piesok ílovitý	vrchný báden	10,5	—8,0	2,0 / 20,0	III. a IV. neogénny horizont	17108
Stupava — záp. časť obce	102,2	93,2—102,2	piesok jemnozrnný sľudnatý ílovitý	vrchný báden	—	—3,36	0,2 / 44,0	celý neogénny horizont	23204
Stupava — JZ okraj obce	28,5	15,8—28,5	striedanie polôh pieskovcov s polohami jemno a strednozrnných lokálne zaílovaných pieskov	vrchný báden	16,2	—3,46	3,0 / 1,18	vrchná časť neogénneho horizontu spolu s nadlož. kvartérom	17319
Dev. N. Ves — 2,5 km V od obce	18,0	5,9—9,0 9,8—16,0	pieskovec stredno až hrubozrnný štrkopiesok a piesok stredno až jemnozrnný zahlinený	vrchný báden	— —	—2,1	0,51 / 3,99	oba neogénne horizonty spolu s nadlož. kvartérom	16568
Dúbravka — 2,5 km SSV od obce	10,3	3,8—8,8	žulové valúny zaílované, v spodnej časti štrkopiesok stredno až hrubozrnný	spodný báden	3,4	—1,5	0,74 / 3,78	neogénny horizont	16568
Dev. N. Ves — v severnej časti obce	30,5	11,30—20,0 20,0—28,0	piesok strednozrnný pieskovec s váp. tmelom	vrchný báden	11,3	—10,6	4,54 / 5,58	obe neogénne súvrstvia	18583

zachovaný povrch rozrušený úvalinami iba v okrajových častiach. Báza terasy leží asi 20 m nad údolnou nivou Moravy. Hrúbka pieskoštrkovej akumulácie terasy je 2—8 m. Prevládajú valúny kremenca a kremeňa, predstavujú zhruba 75 %štrkovej zložky. Petrografické rozbory ukázali, že ide o sedimenty Dunaja (V. Baňacký in E. Kullman 1973). Značná rozloha terasy i hydrogeologická priaznivosť jej štrkopieskov indikujú výraznú infiltráciu zrážkových vôd. Na základe porovnania s dokumentovanými infiltrovanými množstvami v severnejších častiach Záhorskej nížiny možno počítať s infiltráciou 45,0—60,0 l/s na celé územie terasy.

Podzemné vody významnej časti terasy sú odvodnené hlavne na jej západnom okraji prameňom „Jalšovský", vyvierajúcim asi 1 km južne od železničnej stanice Devínske Jazero. Pôvodná výdatnosť prameňa bola asi 10 l/s. V roku 1952 bol prameň zachytený širokoprofilovou studňou hĺbky 5,4 m. Prirodzený odtok zo studne bol 10,0 l/s. Realizovaný krátkodobý čerpací pokus zo studne dokumentoval 15 l/s pri znížení hladiny o 2,55 m, 50 l/s pri znížení o 3,35 m a 100 l/s pri znížení o 4,6 m. Usudzujeme, že išlo prevažne o odčerpávanie akumulovaných zásob podzemných vôd štruktúry, pretože po roku 1952 výdatnosť značne poklesla. V roku 1972 bol zdroj rekonštruovaný vyhĺbením hydrogeologického vrtu do hĺbky 25 m. Vrt dokumentoval od 0,0—2,8 m hlinitopiesčitý štrk (kvartér) od 2,8—5,0 m íl a od 5,0—25,0 spevnené slienité íly s množstvom organických schránok a s prejavmi tektonického narušenia v úseku 15,0—22,0 m (vrchný báden). Hladina podzemnej vody vo vrte sa ustálila na 6, 35 m pod terénom. Dlhodobá čerpacia skúška (od 1. 3. 1972—27. 6. 1972) dokumentovala výdatnosť 12,1 l/s pri depresii 8,7 m. Pri zvýšení depresie o ďalšie 2 m v rámci exploatácie zdroja sa výdatnosť zvýšila na 20 l/s. Tieto informácie o zdroji dokazujú, že v rokoch 1952—1972 došlo k poklesu hladiny oproti pôvodnému stavu asi o 7,0 m (spracované podľa archívnych podkladov Krajskej Organizácie vodovodov a kanalizácií, Bratislava).

Doterajšie poznatky nedostačujú pre jednoznačný rozbor hydrogeologickej problematiky zdroja. Dokumentujú však významnú hydrogeologickú funkciu súvrstvia vrchného bádenu a jeho hydrogeologickú spolusúčinnosť s hydrogeologicky priaznivými súvrstviami nadložného kvartéru terasy. Na základe doterajších poznatkov nie je možné posúdiť, či sa súvrstvie bádenu podieľa na cirkulácii podzemných vôd prostredníctvom piesčitých a pieskovcových horizontov, alebo prostredníctvom tektoniky s funkciou drénu. V každom prípade však hydrogeologická štruktúra ako celok dokumentovala značnú akumulačnú schopnosť.

Na okraj súhlasnej terasy je viazaný aj prameň „U poľného mlyna" (asi 2 km — v. od železničnej stanice Devínske Jazero) s výdatnosťou 1—2 l/s. Vrt realizovaný v pramenisku dokumentoval možnosť odberu 3,5 l/s.

Hydrogeológia zohorskej depresie

Terciérne sedimenty v podloží kvartéru zohorskej depresie sú tvorené v podstatnej miere neogénnymi sedimentmi pontu a sčasti panónu.

Južná časť zohorskej depresie (prechodná oblasť medzi perneckou a zohorsko-marcheggskou nádržou) bola popri zhodnotení iných hydrogeologických vrtných prác overená v rámci základného výskumu hydrogeologickým vrtom K-2, realizovaným asi 1,5 km južne od Lábu do hĺbky 108,0 m. Tento vrt dobre reprezentuje celkové geologické a hydrogeologické pomery pontu v podloží kvartérnych sedimentov južnej časti zohorskej depresie.

Pre bližšiu hydrogeologickú charakteristiku uvádzame dokumentáciu zvodnených piesčitých a štrkových horizontov v ílovitom komplexe navŕtaných vrtom K–2, realizovanom v hydrogeologicky priaznivom vývoji pontu.

Vrt do hĺbky 28,9 m prechádzal kvartérom, ktorý pozostával zo stredno až hrubozrnného piesku, štrkopiesku a štrku. Od 28,9 m prechádzal neogénom, pričom v úseku 28,9—108,0 m prevŕtal deväť významnejších artézskych horizontov podzemných vôd. Z hydrogeologického hľadiska jednotlivé horizonty s artézskou hladinou s negatívnym piezometrickým niveau (medzi —1,18 až —1,67 m pod terénom) vykazovali značné zvodnenie. Bližšie hydrogeologické zhodnotenie jednotlivých horizontov podáva tabuľka 6.

Na základe prehodnotenia jednotlivých horizontov podzemných vôd pontu, hlavne ich vytlačných výšok kolísajúcich medzi −1,18, až −1,67 m pod terénom nemôžeme vylúčiť možnosť vzájomného prepojenia horizontov.

Tabuľka 6

Hydrogeologická charakteristika zvodnených neogénnych horizontov podzemných vôd na vrte K-2

Hĺbka vrtu m	Litologický opis	Hrúbka zvod. horizontu (m)	Ustálená hladina v m pod ter.	Koeficient filtrácie v m. s^{-1}
2,75—28,9	striedanie stredno až hrubozrnného piesku, štrkopiesku a štrku (kvartér)	26,15	2,12	$4{,}05.10^{-4}$
31,8—38,0	štrk strednozrnný	6,2	1,65	nezisťovaný
44,6—47,3	hrubozrnný piesok prechádzajúci do spod. časti v štrkopiesok	2,7	1,67	$7{,}3.10^{-5}$
55,0—56,5	hrubozrnný piesok do spod. časti slabo ílovitý	1,5	1,28	$2{,}1.10^{-4}$
61,3—62,0	jemnozrnný štrk veľmi slabo ílovitý	0,7	1,55	nezisťovaný
70,0—72,0	strednozrnný a hrubozrnný piesok slabo ílovitý do spod. časti s prepl. íl ov	1,6	1,51	$1{,}1.10^{-4}$
77,4—79,5	hrubozrnný piesok až drobný štrk	2,1	1,47	$6{,}8.10^{-5}$
81,0—89,0	piesok až jemný štrk zaílovaný s medzivrstvičkami íl ov	8,0	1,18	$9{,}1.10^{-6}$
90,8—94,4	piesok hrubozrnný, štrk	3,6	1,38	$1{,}77.10^{-5}$

Dlhodobá čerpacia skúška so spoločne zabudovaných zvodnených horizontov neogénu — pontu, v úseku 31,9—88,7 m dokumentovala maximálnu ustálenú výdatnosť 34,0 l/s pri znížení o 4,5 m od ustálenej hladiny.

Poznatky z tohto vrtu potvrdzuje i ďalší hydrogeologický vrt na JRD Zohor (asi 500 m s. od obce) realizovaný do hĺbky 56 m. Dokumentoval 3 zvodnené horizonty štrkopieskov s hrúbkami 5,7; 7,3 a 3,3 m. Výdatnosť vrtu je 3,0 l/s pri depresii 0,3 m.

Tieto veľmi priaznivé hydrogeologické pomery pontu sa v zohorskej depresii viažu na prechodnú oblasť medzi čiastkovou perneckou a čiastkovou zohorsko-marcheggskou depresiou a to prakticky na oblasť začínajúcu asi 2 km južne od Lábu a končiacu asi 1 km severne od Zohoru. Ich priaznivé hydrogeologické pomery, ktoré sú dôsledkom vytvorenia významných piesčitých a štrkových horizontov podzemných vôd, sú jasným odrazom vplyvu poklesovej tektoniky tohto územia v ponte.

Podobné priaznivé hydrogeologické pomery pontu boli dokumentované v severnej časti zohorskej depresie, v oblasti sološnickej nádrže podzemných vôd. Vzhľadom na prevažne veľkú hrúbku hydrogeologicky priaznivejšieho kvartéru v piesčitom a štrkopiesčitom vývoji v nadloží pontu (max. až 60 m) neboli neogénne súvrstvia tejto oblasti z hydrogeologického hľadiska detailnejšie overené vrtnými prácami väčšieho rozsahu. Na zhodnotenie vrchnej časti neogénneho súvrstvia v tejto oblasti bol realizovaný hydrogeologický vrt RV-2 v strede kvartérnej sološnickej nádrže podzemných vôd do jej podložia (4,5 km vjv. od obce Studienka). Pre celkovú charakteristiku podávame orientačné zhodnotenia jednotlivých zvodnených horizontov pontu v tomto vrte realizovanom do hĺbky 120,2 m (tab. 7).

Tabuľka 7

Hydrogeologická charakteristika zvodnených neogénnych horizontov podzemných vôd na vrte RV-2

Hĺbka vrtu (m)	Litologický opis	Hrúbka zvodn. horizontu (m)	Ustálená hladina (m)	Koeficient filtrácie $m.s^{-1}$
0,0—49,0	piesok jemnozrnný (kvartér)	47,5	—1,5	nezistovaný
60,6—64,0	pieskoštrk drobný	3,4	—2,25	$2{,}06.10^{-5}$
68,4—68,8	štrkopiesok	0,4	—1,36	nezistovaný
69,2—71,8	pieskoštrk	2,6	—0,99	$5{,}46.10^{-5}$
76,7—80,2	pieskoštrk drobný	3,5	—0,99	$1{,}347.10^{-4}$
82,3—83,1	piesok hrubozrnný do spodných častí prechádzajúci v pieskoštrk	—0,8	—0,77	nezistovaný
87,4—98,0	striedanie zaílovaných piesko-štrkov s pieskami a štrkom s medzivrstvičkami piesoč. ílov	10,6	+2,89	$4{,}9.10^{-5}$
114,0—114,7	štrk s prímesou piesku	0,7	+0,85	$5{,}4.10^{-4}$

Súvrstvie pontu v podloží kvartérnych sedimentov zohorskej depresie má relatívne najpriaznivejšie hydrogeologické pomery. Sú dôsledkom pre hydrogeológiu

Tabuľka 8

Prehľad hydrogeologických vrtov realizovaných v neogénnych sedimentoch pontu a panónu zohorskej depresie

Lokalizácia hydrogeol. vrtu	Hĺbka vrtu m	Zvodnené horizonty a ich litológia	Vek	Hladina podz. vody v neogén. sedimentoch narazená v hĺbke (m)	ustálená m	Q/S výdatnosť / zníženie $l.s^{-1}/m$	Čerp. skúškou overený	Zdroj informácia (čís. správy Geofondu)
Studienka — 4,5 km vjv. od obce (vrt RV—2)	120,2	60,6—64,0 pieskoštrk 68,4—68,8 štrkopiesok 69,2—71,8 pieskoštrk 76,7—80,2 pieskoštrk 82,3—83,1 piesok hrubozrnný 87,4—98,0 striedanie zaílovaného pieskoštrku s pieskami a štrkmi s medzivrstvičkami piesčitých ílov 114,0—114,7 štrk s prímesou piesku	pont	60,6 68,5 — 76,7 82,3 87,5 114,2	—2,25 —1,36 —0,99 —0,99 —0,77 +2,89 +0,85	2,3 / 1,35	VI. neogénny horizont	17 399
Plavecký Mikuláš — 2,5 km z. od obce	78,0	25,0—26,0 piesok jemnozrnný 27,0—30,0 piesok jemnozrnný 31,0—42,7 piesok rôznozrnný	pont	— — 32,0	— — —2,3	6,6 / 4,5	III. neogénny horizont	17399
Jablonové — 1,5 km sz. od obce	81,0	11,2—14,0 piesok jemnozrnný 29,5—43,6 piesok jemnozrnný 74,0—78,9 piesok jemnozrnný ílovitý	panón?	—	výtok 0,3 l/s vo výške +0,5 m nad terénom	2,0 / 1,6	spolu I. II. a III. neogénny	4061
Jablonové — 1 km ssz. od obce	82,0	2,5—70,0 íl s polohami jemnozrnného piesku 70,0—82,0 íl s polohami jemnozrnného až strednozrnného piesku	panon	57,5 66,5 75,0	+0,8	4,44 / 5,75	piesčité horizonty neogénu od 54,1—82,0 m	29 564

1. pokračovanie tabuľky 8

Lokalizácia hydrog. vrtu	Hĺbka vrtu m	Zvodnené horizonty neogénu a ich litológia	Vek	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch narazená v hĺbke (m)	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch ustálená m	Q/S výdatnosť / zníženie $l.s^{-1}$ / m	Čerp. skúškou overený	Zdroj informácie (čísl. správy Geofondu)
Láb — 1,5 km	108,0	31,8—38,0 štrk strednozrnný		31,8	− 1,65			
		44,6—47,3 piesok hrubozrnný až štrkopiesok		42,7	− 1,67			
		55,0—56,5 piesok hrubozrnný slabo ílovitý	pont	54,4	− 1,28		spolu	17399
J od obce (vrt K—2)		61,3—62,0 štrk ílovitý		61,5	− 1,55	31,3 / 4,0	I, II, V, VI, VII neogénny horizont	
		70,0—72,0 piesok strednozrnný a hrubozrnný, slabo ílovitý		68,8	− 1,51			
		77,4—79,5 piesok hrubozrnný až drobný štrk		73,7	− 1,47			
		81,0—89,0 piesok až jemný štrk zaílovaný		81,3	− 1,18			
		90,8—94,4 piesok hrubozrnný, štrk		90,8	− 1,38			
Zohor — 2 km SSZ od obce	78,0	68,5—69,0 piesok s valúnmi štrku	pont	68,7	− 1,54	neodskúšaný	—	17399
		69,0—71,5 štrkopiesok zaílovaný						
Lozorno — 750 m SZ od obce	60,0	Bez zvodn. horizontov	pont	—	—	neodskúšané	—	25183
		25,2—26,3 pieskovec s váp. tmelom						
		26,5—36,8 zlepenec s piesčito-železitým tmelom						
Lozorno JRD — cca 500 m SZ od obce	104,3	42,1—44,6 zlepenec s piesč. tmelom	pont?	—	− 1,45	3,0 / 3,6	II—IV. neogén horizont vrátane nadložného kvartéru	9216
		44,6—53,3 pieskovec s váp. tmelom						
		70,8—71,3 piesok jemnozrnný						
		101,5—104,3 pieskovec jemno-až strednozrnný						
Lozorno — 500 m Z od obce	35,5	21,3—26,0 štrk zahlinený v spodnej časti piesok až štrk s polohami íl u	pont?	—	− 2,4	0,43 / 23,74	I. a III. neogén horizont	6885
		28,0—32,0 štrk hlinitý						
		34,0—35,0 zlepenec						
		42,0—44,5 piesok jemno-až strednozrnný, ílovitý						

2. pokračovanie tabuľky 8

Lozorno — v obci	72,0	50,0—59,0 pieskovec 59,0—67,0 piesok jemno-až stredno-zrnný, slabo ílovitý	pont?	59,0	−8,55	$\frac{2,47}{20,95}$	II. a III. neogénny horizont	27959
Zohor JRD — 500 m S od obce	56,0	32,5—38,2 štrkopiesok 43,2—50,5 štrkopiesok 52,2—55,5 štrkopiesok	pont	—	−3,7	$\frac{3,0}{0,3}$	II. neogénny horizont	3770
Zohor — škola v obci	45,0	31,5—44,3 piesok hrubozrnný so štrkom, na báze s polohou jemno-zrnného piesku	pont?	31,5	−2,7	$\frac{2,6}{1,6}$	I. neogénny horizont	9400
Vysoká JRD — 500 m JV od obce	83,0	56,9—74,8 jemnozrnný piesok ílovitý 74,8—77,4 štrkopiesok drobný 77,4—89,0 piesok jemno až strednozrnný	pont	56,9	−4,8	neodskúšaný	—	3771
Vysoká — 3 km JJV od obce	115	85,0—98,0 piesok jemno-až strednozrnný 98,3—103,0 piesok hrubozrnný až štrkopiesok	pont	—	—	vo vrte odskúšaný nadložný kvartér	—	17399
Stupava — 2750 m Z od obce	32,6 —	17,5—19,4 piesok jemnozrnný 27,4—30,6 štrk drobný	panon	17,5 27,4	— −1,95	$\frac{2,93}{7,25}$	II. neogénny horizont	16066

Tabuľka 9

Tabelárny prehľad hydrogeologických vrtov charakterizujúci hydrogeologické pomery kvartéru sološnickej nádrže podzemných vôd

Hydro-geol. vrt	Oblasť	Lokalizácia	Hrúbka kvart. sediment. (m)	Litológia	Jednotková špecif. výdatnosť $l.s^{-1}$	Maximálna ustálená výdatnosť Q/S v $l.s^{-1}$	Koeficient filtrácie $m.s^{-1}$ autor
RV-4	Oblasť za okrajovým malokarpatským zlomom medzi Plav. Mikulášom a Rohožníkom	3 km z. od Plav. Mikuláša	42,7 zabud. do 23,0	Proluviálne sedimenty – pestré úlomky, hlavne vápencov, melafýrov a kremencov s prímesou až prevládajúcimi štrkopieskami a rôznozrnnými pieskami s tenkými polohami jemnozrnných pieskov a ílov	2,2	14,0/8,0	$4,0.10^{-4}$ Kullman 1966
K-9		0,5 km sz. od žel. stanice Plav. Podhradie	44,7	Proluviálne sedimenty, hrubé ostrohranné sčasti zahlinené štrky až kvartérne zlepence s polohami hliny a jemnozrn. (eolických) pieskov	1,65	7,0/6,0	$7,1.10^{-5}$ Kullman 1966
K-5		1,1 km ssz. od Sološnice	32,8	Proluviálne sedimenty – štrk s úlomkovitým mezozoickým materiálom sčasti zahlinený, s polohami hliny	4,25	10,9/2,5	$3,0.10^{-4}$ Kullman 1966
K-7		1,3 km vsv. od Rohožníka	35,20	Proluviálne sedimenty – štrk, štrkopiesok, piesok, úlomkovitý materiál sčasti zahlinený, s polohami hliny	6,6	14,1/3,8	$1,5.10^{-4}$ Kullman 1966

pokračovanie tabuľky 9

HV-101	Prechodná oblasť medzi podhorskou a centrálnou časťou	5,25 km jjv. od Mikulášova	60,2	Piesok jemno až strednnozrnný, viaty	4,5	21,7/5,47	$8{,}0.10^{-5}$ Holéczyová 1968
HR-7		2,6 km sv. od Rohožníka	44,0	Piesok jemno až strednozrnný s polohami ílov, na báze s polohou štrku	2,2	15,3/3,8	$1{,}15.10^{-4}$ Tartal 1976
HG—C6		1,65 km ssv. od Rohožníka	53,6	Piesok jemno až strednozrnný s úlomkami hornín. V spodnej časti hrubozrnné štrky s polohami hlín	2,3	5,8/3,0	$1{,}16.10^{-4}$ Bacmaňáková 1963
HVS-3	Centrálna časť sološnickej nádrže	5,25 km ssv. od Rohožníka	35,8	Piesok jemnozrnný	1,33	11,8/8,0	$6{,}58.10^{-5}$ Šubová 1973
HVS-1		4,2 km ssv. od Rohožníka	56,0	Piesok jemno až strednozrnný na báze s polohami ílov v spodnej časti a na báze s významnou polohou piesčitých štrkov	1,7	13,7/10,0	$1{,}72.10^{-4}$ Šubová 1973
K-10	Severozápad. okraj sološnickej nádrže	3,2 km južne od Lakšárskej Novej Vsi	41,8	Piesok jemnozrnný, viaty	1,59	5,6/5,0	$1{,}1.10^{-4}$ Kullman 1966

priaznivého litologického zloženia s hojnými polohami a šošovkami pieskov a štrkov v ílovitom neogénnom komplexe ako odraz poklesovej tektoniky v najvrchnejšom ponte. Početné piesčité, štrkopiesčité a štrkové horizonty (do hĺbky 100 m miestami 3—10 zvodnených horizontov) dosahujú popri prevažne menších hrúbkach (do 1—3 m) ojedinele i 10 a viac metrov. Značnú časť zvodnených polôh tvoria polohy štrkopieskov a štrkov, čím sa hydrogeologicky značne odlišujú sedimenty pontu v tejto depresii od neogénnych sedimentov v iných oblastiach Záhorskej nížiny. Zvodnené polohy tak plošne, ako i hrúbkou a litologicky podliehajú veľkým zmenám na krátke vzdialenosti, čo nedáva možnosť určiť zákonitosti ich horizontálneho alebo vertikálneho rozšírenia. Zvodnené polohy pontu v južnej časti hodnoteného územia sú v značnej miere prepojené vzájomne aj s nadložným kvartérom a tým i dostatočne dopĺňané. Odlišné pomery vykazujú zvodnené horizonty v severnej časti (pozri výtlakové výšky jednotlivých horizontov v tab. 7), prevažne vzájomne izolované, so vzdialenejším dopĺňaním.

Menej priaznivé hydrogeologické pomery vrchných častí pontu sú v menej poklesove predisponovaných častiach zohorskej depresie. Dokumentuje to hydrogeologické vrty pri Lozorne, Jablonovom, Zohori a Vysokej (pozri tab. 8).

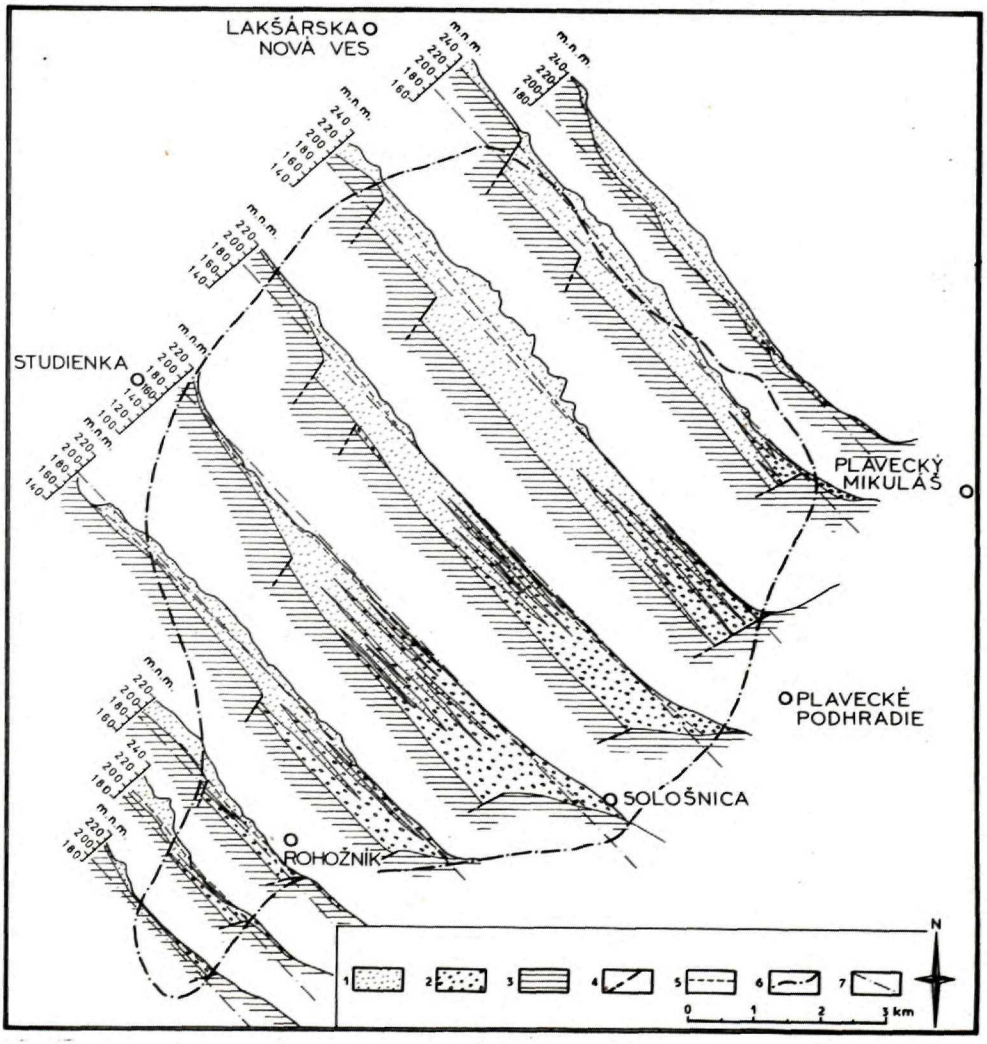
Podstatne priaznivejšie hydrogeologické pomery majú kvartérne sedimenty zohorskej depresie. Sú hydrogeologicky najvýznamnejším kolektorom podzemných vôd v celej Záhorskej nížine.

V zohorskej depresii ako celku môžeme vyčleniť 3 významné nádrže kvartérnych podzemných vôd (E. Kullman 1966), totožné s čiastkovými depresiami a oddelené čiastkovými elevá ciami.

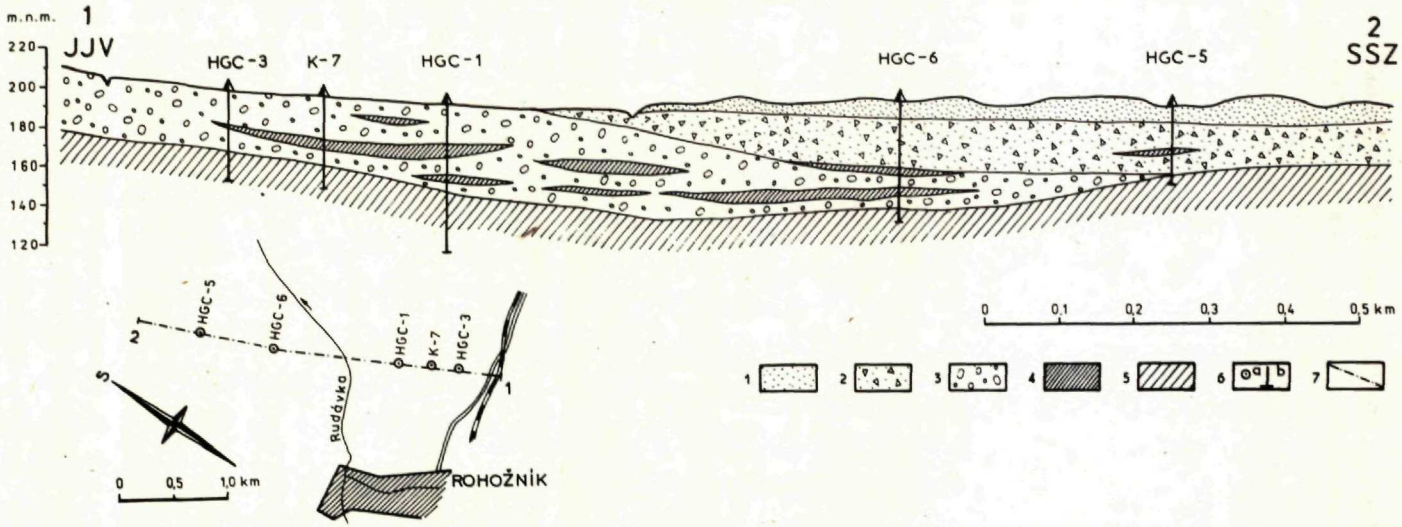
Sološnická nádrž podzemných vôd

Najsevernejšia — sološnická nádrž podzemných vôd (zhruba zhodná s čiastkovou sološnickou depresiou) sa rozprestiera medzi lakšárskym zlomom, okrajovým zlomom Malých Karpát, hornou časťou lábskoplaveckých zlomov a obcou Rohožník; zaberá plošnú rozlohu 85 km^2. Je vyplnená hrubým, zvodneným súvrstvím kvartérnych sedimentov. Za okrajovým zlomom pri jv. okraji nádrže, kde dochádzalo k poklesom s najväčšou amplitúdou, sedimentoval vytriedený materiál náplavových kužeľov malokarpatských tokov. Litologicky kvartérne sedimenty v tejto časti nádrže možno charakterizovať ako mohutný komplex proluviálnych sedimentov, hrubých, ostrohranných, prípadne slabo opracovaných úlomkov hornín, sčasti zahlinených, s polohami hliny a s nehrubými polohami eolických pieskov. Celková hrúbka štrkopiesčitého zvodneného kvartéru v tejto časti nádrže sa s výnimkou okrajových častí pohybuje od 29,0—45,0 m. Koeficient filtrácie týchto proluviálnych sedimentov, počítaný na celkovú hrúbku vrátane hlinitých a ílovitých polôh, sa pohybuje od $7{,}1.10^{-5}$ do $4{,}0.10^{-4}$ m/s a koeficient akumulácie podz. vôd od 0,20 do 0,22. Hydrogeologické pomery tejto časti nádrže charakterizujú reprezentatívne

hydrogeologické vrty uvedené v tabuľke 9. V smere od Malých Karpát do nížiny sa v sološnickej nádrži podstatne menia geologické a tým i hydrogeologické pomery kvartéru. Ďalej od okrajového zlomu smerom do stredu nádrže a k jej západnému okraju sa frakcie štrkopiesčitých sedimentov zjemňujú, zvyšuje sa ich zahlinenie a hrúbky polôh eolických sedimentov, až nastáva postupný prechod do čisto



Obr. 3 Schematická profilová mapa sološnickej nádrže podzemných vôd kvartérnych sedimentov. (Zostavil E. Kullman 1966 a reambuloval na základe novších vrtných prác v roku 1976)
1— viate a preplavené viate piesky; 2 — proluviálne štrky s rôznym stupňom zahlinenia, 1—2 kvartér; 3 — íly a piečité íly s polohami pieskov a štrkov (neogén); 4 — zlomy; 5 — priemerná úroveň hladiny podzemných vôd; 6 — okraj nádrže; 7 — profilová línia (os preklopenia profilu).



Obr. 4 Pozdĺžny geologický profil rohožníckym náplavovým kužeľom (podľa N. Bacmaňákovej 1964). 1 — piesky; 2 — piesky s prímesou máloopracovaných úlomkov hornín; 3 — hrubozrnné, prevažne zahlinené štrky; 4 — hliny; (1—4 kvartér; 1 — eolické sedimenty; 2—4 proluviálne sedimenty); 5 — íly (neogén); 6 — hydrogeologické vrty (a — v situácii; b — v geologickom profile); 7 — línia geologického rezu.

eolických sedimentov — viatych pieskov, tvorených prevažne jemnozrnnými pieskami.

Najväčšie dokumentované hrúbky viatych pieskov (60—78 m) sú v sz. časti nádrže (oblasť vo vzdialenosti 4,5—9,0 km z a zsz. od Plaveckého Mikuláša). V strednej časti nádrže sú hrúbky viatych pieskov o niečo menšie (46—62 m). Ich koeficient filtrácie kolíše od $6{,}6.10^{-5}$ m/s do $1{,}72.10^{-4}$ m/s. Koeficient akumulácie podzemných vôd, vypočítaný viacerými metódami (terénnymi i laboratórnymi) sa pohybuje od 0,09 do 0,20 (E. Kullman 1966). Detailnejšiu litologicko-faciálnu charakteristiku kvartéru hodnoteného územia a jeho zmien podáva E. Vaškovská (1971). Zmeny geologických a hydrogeologických pomerov sološnickej nádrže od Malých Karpát smerom do Záhorskej nížiny charakterizuje tabuľka 9 a obrázky 3 a 4.

Nádrž je dopĺňaná priamym prestupom podzemných vôd z karbonátov Malých Karpát do kvartérnych sedimentov , významnou infiltráciou povrchových vôd malokarpatských tokov do kvartérnych sedimentov nádrže v priľahlej časti nádrže k Malým Karpatom a zrážkovými vodami infiltrovanými v oblasti vlastnej nádrže.

Nádrž je v dôsledku tektoniky územia a s tým spojeného vytvorenia neogénnej bariéry na jej západnom okraji prakticky odvodňovaná iba povrchovým tokom Rudavy. Rudava vstupuje do sološnickej nádrže podzemných vôd pri hájovni Haluška. V nádrži priberá hlavne prítoky z východnej a južnej časti nádrže (Trstienku, Plavecký potok a Rudávku s jej prítokmi, a to Sološnickým potokom a Vajarom). Severná časť nádrže je prakticky bez povrchových tokov s výnimkou potoka Žliabok vlievajúceho sa do Rudavy z pravej strany, pred jej výstupom z nádrže. Rudava opúšťa sološnickú nádrž južne od Studienky.

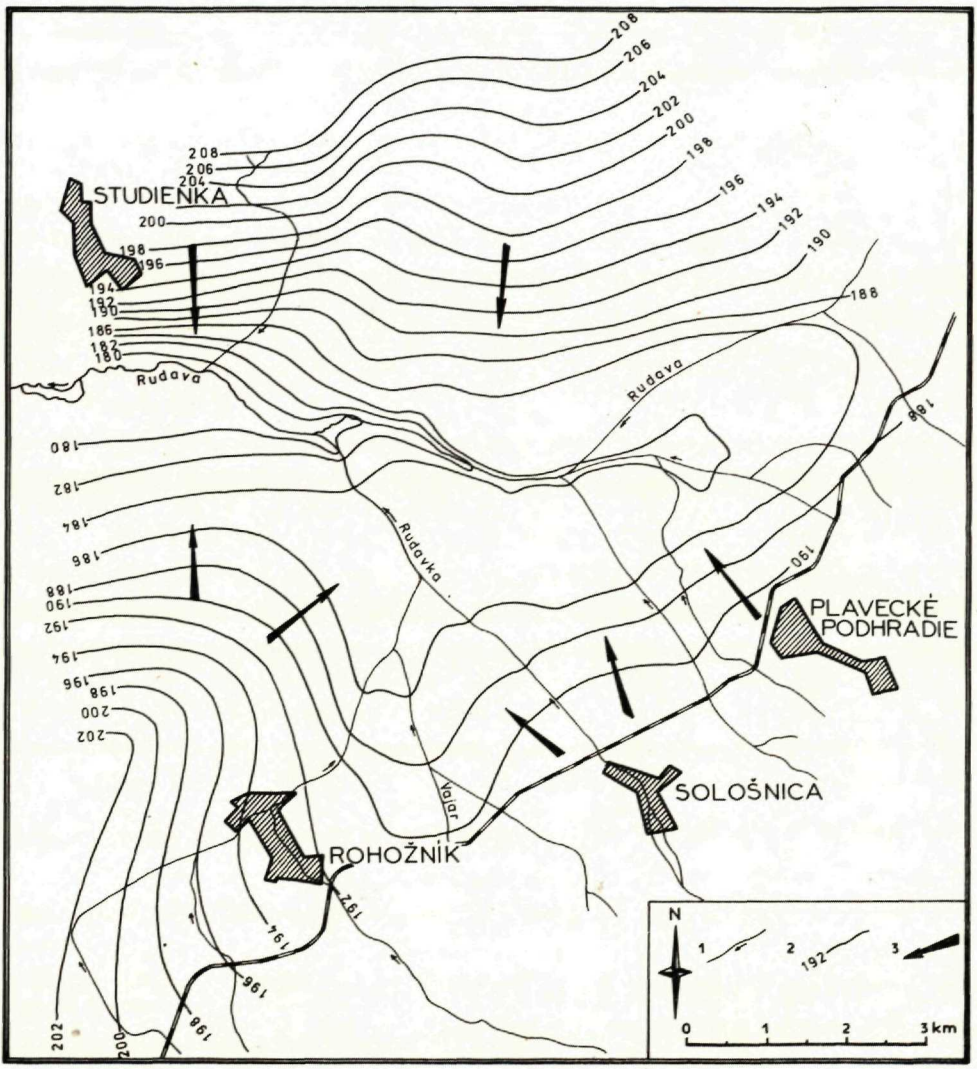
Obeh podzemných vôd v nádrži možno posúdiť na základe máp izolínií hladín podzemných vôd v nádrži a na základe výsledkov hodnotenia vzťahov povrchových a podzemných vôd v nádrži. Mapy izolínií hladín podzemných vôd sološnickej nádrže ako celku zostavila A. Šubová (1973) k dvom obdobiam (k 17. 3.1971 a k 25.10. 1972). Mapu izolínií hladín podzemných vôd južnej časti nádrže (oblasti sv. od Rohožníka) zostavili N. Bacmaňáková (1963) a M. Tartal (1976).

Prúdenie podzemných vôd, zistené z máp izolínií (obr. 5), smeruje od Malých Karpát ako aj zo severnej časti nádrže i z južnej časti nádrže z oblasti rohožníckej elevácie, do jej stredu, ktorým preteká rieka Rudava.

V súlade s hodnotením smerov prúdenia podzemných vôd na základe máp izolínií sú i výsledky z hodnotenia vzťahov povrchových a podzemných vôd v nádrži (obr. 6) dosiahnuté expedičnými hydrometrickými meraniami (E. Kullman 1966). Hydrometrické merania zaznamenali v ľavostranných prítokoch Rudavy vo východnej časti nádrže, kde prechádzajú cez proluviálne sedimenty, značné straty z povrchových tokov do proluviálnych sedimentov. Tieto úbytky v priebehu júla 1963 predstavovali asi 50 l/s. Odlišný charakter má Rudava, ktorá je v strednej, najmä však v západnej časti nádrže (v oblasti pred lábskymi zlomami) významným drénom

podzemných vôd. Napr. v júli 1963 bol zaznamenaný na cca 4,5 km úseku v oblasti medzi sútokom Rudavy s Rudávkou a západným okrajom nádrže prírastok prietoku Rudavy v množstve 218 l/s (E. Kullman 1966).

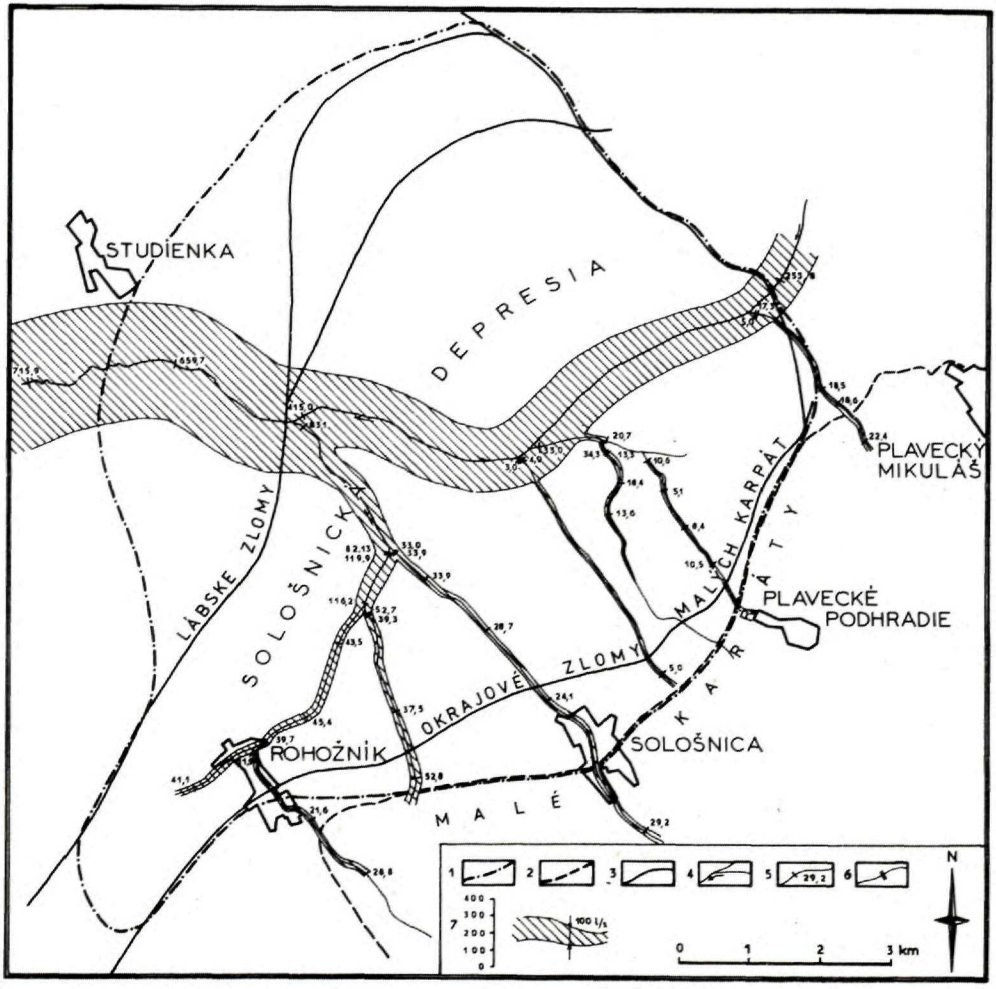
Dopĺňanie podzemných vôd z povrchových tokov v podhorskej časti nádrže je v súlade so značne hlboko zaklesnutými hladinami podzemných vôd (5,3—7,2 m pod terénom) dokumentovanými v tejto oblasti. Najhlbšie zaklesnuté hladiny sú



Obr. 5 Mapa izohydrohyps kvartérnych podzemných vôd sološnickej nádrže (podľa A. Šubovej 1973)
1 — povrchové toky; 2 — izohydrohypsy z 25. 10. 1972 (obdobie nízkych stavov hladín podzemných vôd); 3 — smery prúdenia podzemných vôd.

v severnej časti nádrže (10—12,5 m pod terénom). V centrálnej časti územia hladina podzemných vôd je podstatne plytšie (0,9—2,0 m pod terénom).

Rozkyv hladín v jednotlivých častiach nádrže študovala A. Šubová (1973). V severnej časti nádrže bol zaznamenaný v jednotlivých objektoch rozkyv od 0,4 m do 1,0 m. V oblasti priľahlej k Malým Karpatom od 0,5—1,5 m. V centrálnej časti prevažne do 0,5 m, max. do 1 m. Celkový malý rozkyv hladín podzemných vôd



Obr. 6 Mapa vzťahov povrchových vôd a podzemných vôd kvartérnych sedimentov v sološnickej nádrži podzemných vôd. (Zostavil E. Kullman z výsledkov meraní v hydrologicky ustálenom období júla 1963)
1 — ohraničenie nádrže kvartérnych podzemných vôd; 2 — okraj Malých Karpát; 3 — hydrogeologicky významné tektonické línie; 4 — vodné toky; 5 — merné profily s udaním prietokov v l/s; 6 — opakovanie hydrometrických meraní pri ich časovom prerušení; 7 — prietoky povrchových tokov.

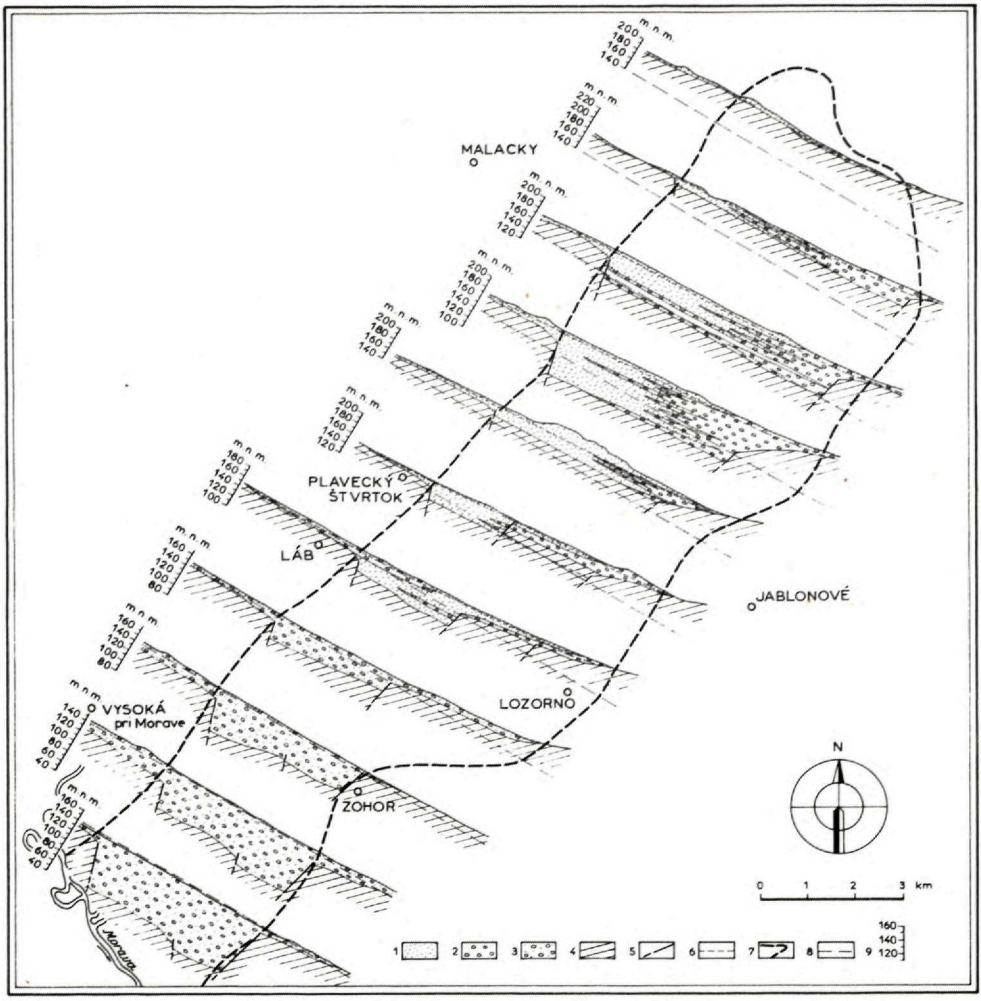
hlavne v oblastiach viatych pieskov dokumentuje ich dobrú retardačnú schopnosť, a tým i dobré vyrovnávanie doplňania podzemných vôd.

Pernecká nádrž podzemných vôd

Pernecká nádrž podzemných vôd kvartérnych sedimentov je strednou nádržou v zohorskej depresii. Je zhodná s čiastkovou perneckou depresiou. Rozprestiera sa jz. od čiastkovej rohožníckej elevácie pokrytej malými, hydrogeologicky málo významnými hrúbkami kvartérnych sedimentov. Čiastková rohožnícka elevácia vytvára severné ohraničenie perneckej depresie. Pozdĺžne tektonické ohraničenie perneckej nádrže vytvárajú tie isté zlomy ako u sološníckej nádrže. Južné ohraničenie nádrže tvorí priečna lozornská elevácia, ktorá ju ohraničuje hydraulicky iba čiastočne. Vlastná kvartérna nádrž podzemných vôd zaberá rozlohu 69,4 km^2. Je vyplnená mohutným súvrstvím deluviálno-proluviálnych a eolických sedimentov. Z toho východná časť nádrže v podhorí Malých Karpát (za okrajovým malokarpatským zlomom) je vyplnená drobnozrnnými až hrubozrnnými, málo opracovanými proluviálnymi štrkmi s prímesou strednozrnného až jemnozrnného piesku, striedajúcimi sa s polohami jemnozrnných eolických pieskov. Hrúbka hydrogeologicky priaznivých kvartérnych sedimentov v tejto časti nádrže dosahuje 60,0 m s koeficientom filtrácie 2,2.10^{-4} m/s, dokumentovaným zatiaľ iba jedným hydrogeologickým vrtom K-3 (E. Kullman 1966). Centrálnu časť nádrže budujú v hornej a strednej časti kvartérneho súvrstvia jemnozrnné až strednozrnné eolické piesky s ojedinelými polohami hlín a šktrkopieskov. Spodnú časť súvrstvia kvartéru tvoria prevažne hliny s polohami silne zahlinených štrkov a pieskov. Maximálna hrúbka kvartérnych sedimentov v centrálnej časti nádrže je 120 m. Z toho hydrogeologický význam kolektora podzemných vôd má vrchná a stredná časť vrstevného komplexu do hĺbky 50—80 m tvorená hlavne eolickými pieskami. Ich koeficient filtrácie je v rozmedzí 1,4.10^{-4}—5,2.10^{-3} m/s (E. Kullman 1966, E. Mikuláš 1969). Koeficient akumulácie podzemných vôd hodnotíme v rozmedzí 0,16—0,20. Pri južnom okraji nádrže (pred prechodom do lozornskej elevácie) hrúbka i litologický charakter kvartérnych sedimentov sú značne menlivé. V oblasti priľahlej k lábskym zlomom sú vyvinuté prevažne štrkopiesky (hrúbka do 25,0 m). Naopak v oblasti priľahlej k okrajovým zlomom sú kvartérne sedimenty podstatne hrubšie — 48 m a sú to prevažne piesky s polohami štrkopieskov a piesčitých hlín. Ich koeficient filtrácie je 1,4.10^{-4} m/s (E. Kullman 1966). Geologické a hydrogeologické pomery kvartérnych sedimentov nádrže dokresľujú obr. 7 a tabuľka 10.

Podzemné vody nádrže sú doplňané infiltráciou z malokarpatských tokov do náplavových kužeľov nádrže, priamym prestupom podzemných vôd z Malých Karpát do kvartérnych sedimentov nádrže, ako aj infiltráciou vlastných zrážkových vôd do nádrže.

Osobitosťou tejto nádrže je odvodňovanie jej dynamických zásob podzemných



Obr. 7 Schematická profilová mapa perneckej a zohorsko-marcheggskej nádrže podzemných vôd kvartérnych sedimentov. (Zostavil E. Kullman 1966 a reambuloval na základe novších vrtných prác v roku 1976)

1 — viate a preplavené viate piesky; 2 — proluviálne štrky s rôznym stupňom zahlinenia; 3 — nerozčleňované štrky, štrkopiesky a piesky s medzivrstvičkami a polohami hlín a ílov (v zohorsko-marcheggskej nádrži); 1—3 kvartér; 4 — hliny s polohami zahlinených štrkov a pieskov, íly a piesčité íly s polohami štrkov a pieskov, lokálne — hlavne v prechodnej časti medzi perneckou a zohorsko-marcheggskou nádržou striedanie polôh ílov s polohami štrkov významných mocností (spodná časť kvartéru + neogén); 5 — zlomy; 6 — priemerná úroveň hladiny podzemných vôd; 7 — okraj nádrže; 8 — profilová línia (os preklopenia profilu); 9 — nadmorská výška v m n. m.

Tabelárny prehľad hydrogeologických vrtov charakterizujúcich hydrogeologické pomery perneckej nádrže podzemných vôd Tabuľka 10

Hydro-geolog. vrt	Oblasť	Lokalizácia	Hrúbka hydrog. priazn. kvartér. sedimentov (m)	Litológia	Jednotková špecif výdatnosť 1. s^{-1}	Maximálna ustálená výdatnosť Q/S v $l.s^{-1}$	Koeficient filtrácie m. s^{-1} autor
K-3	Podhorská časť perneckej nádrže	400 m s. od perneckého Jazera	57,5	Striedanie polôh jemno-až strednozrnného eolického piesku s polohami drobno až hrubozrnných štrkov a úlomkovitého materiálu s prímesou jemno až stredno-zrnného piesku	6,3	32,2/4	$2{,}2.10^{-4}$ Kullman 1966
K-6		650 m ssv. od perneckého jazera	58,4	Striedanie polôh prevažne jemnozrnných pieskov s polohami slabo opracovaných štrkov a štrkov s prímesou pieskov. Na báze hrubá poloha pieskov.	2,0	13,2/6,75	—
K-1	Stredná časť perneckej nádrže	1850 m z. od perneckého jazera	80,0	Stredno-až strednozrnný piesok s ojedinelými polohami štrkopiesku, piesčitej hliny a hliny s úlomkami hornín	5,5	22,0/3,85	$1{,}4.10^{-3}$ Kullman 1966
HL-1		1500 m zsz. od perneckého jazera	77,0	Jemno-až jemnozrnný piesok s ojedinelými polohami hliny a ílu. Na báze piesčitý štrk.	6,3	35,2/6,16	$5{,}2.10^{-4}$ Mikuláš 1969
HL-2		1800 m ssz. od perneckého jazera	48,5	Jemno-až strednozrnný piesok s polohami piesčitých hlín a zaílovaných, slabo opracovaných štrkov.	7,2	53,5/7,23	$2{,}9.10^{-3}$ Mikuláš 1969
RV-9	jz. okraj perneckej nádrže	2300 m jv. od Lábu	48,0	Rôznorodý piesok s polohami piesčitej hliny a štrko-piesku	2,33	13,2/5,5	$1{,}2.10^{-4}$ Kullman 1966

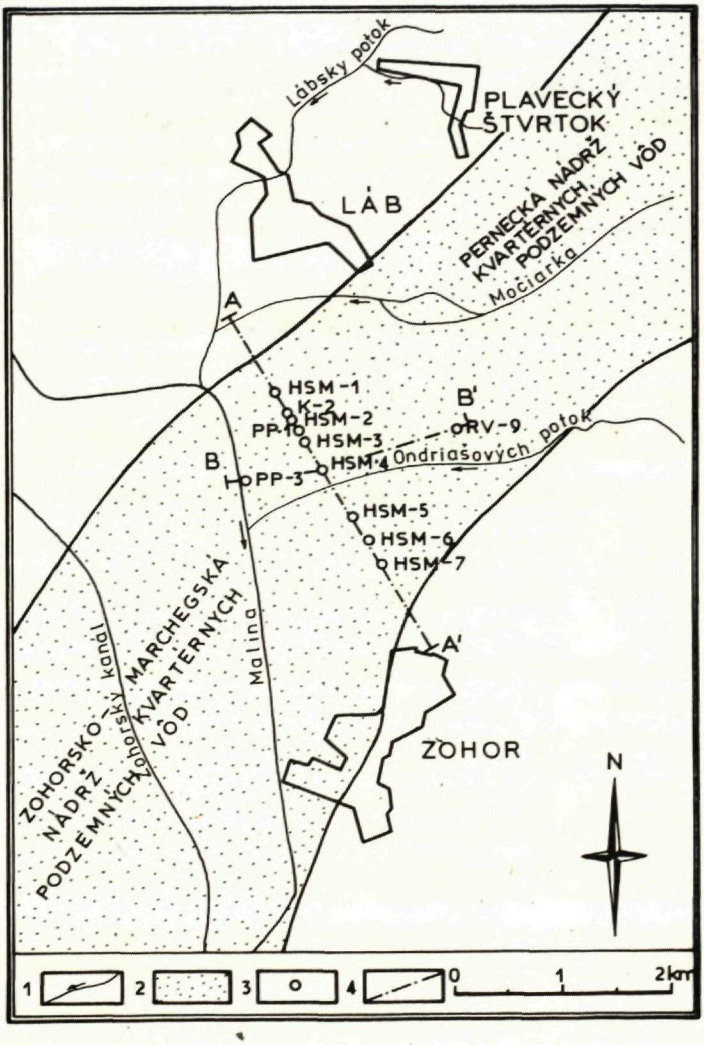
vôd. Hlavné odvodňovanie dynamických zásob podzemných vôd je na jej západnom okraji na bariére lábskych zlomov a to sčasti priamym prestupom podzemných vôd do povrchových tokov, hlavne však v štyroch pramenných skupinách bariérových prameňov, v ktorých sumárne vystupuje 120—230 l/s podzemných vôd. Ďalší významný prestup podzemných vôd tejto kvartérnej nádrže nastáva úzkou depresnou oblasťou prechádzajúcou lozornskou elevaciou (šírka asi 2,5 km) do najjužnejšej zohorsko-marcheggskej nádrže. Táto prechodná oblasť medzi oboma nádržami má zložité geologické i hydrogeologické pomery, ktoré si vyžadujú detailnejšie hodnotenie.

Čiastkovú perneckú depresiu oddeľuje od čiastkovej zohorsko-marcheggskej depresie lozornská elevácia, prebiehajúca v kolmom smere na okrajové zlomy i na lábske zlomové pásmo. V oblasti medzi okrajovým zlomom a lábskymi zlomami bola i táto elevácia v kvartéri čiastočne narušená poklesovými pohybmi. Tým lozornská elevácia vytvorila v celkovej depresii v pozdĺžnom i v priečnom smere tektonicky obmedzenú čiastočne poklesnutú neogénnu hrasť s pomerne značnou hrúbkou nadložných sedimentov. Je však zaujímavé, že práve v oblasti lozornskej elevácie došlo v súvrství pontu v podloží kvartéru k vytvoreniu viacerých veľmi hrubých štrkových a piesčitých horizontov, čo môže dokumentovať pokles tejto hrasťe už v ponte.

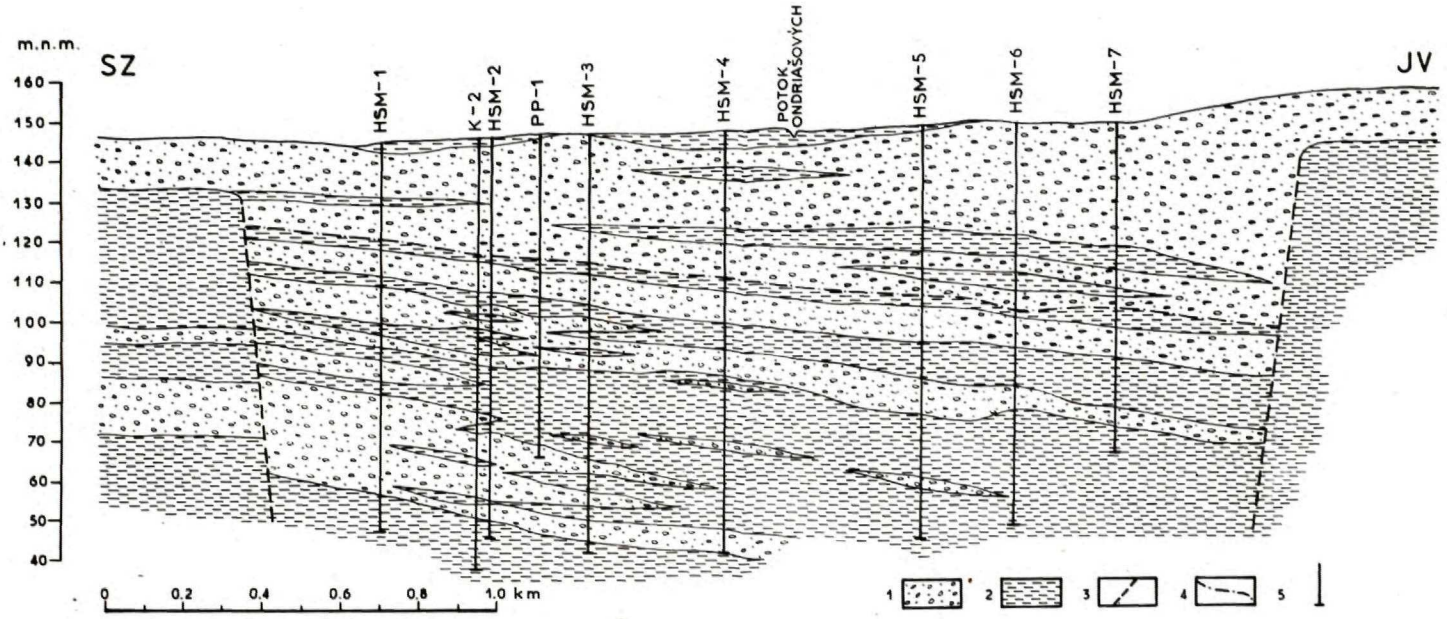
Tento neogénny „prah", je široký iba asi 1 km. Hrúbka kvartérnych sedimentov v nadloží neogénneho „prahu" sa pohybuje od 20—40 m, a je tvorená hlavne piesčitými štrkmi, v menšej miere pieskami a pieskami s prímesou štrku. V západnej časti elevácie prevládajú piesčité štrky s polohami hlín, vo východnej časti piesky a piesky s prímesou štrku. Tektonické ohraničenie lozornskej hrasti voči zohorsko-marcheggskej depresii bolo overené vrtnými prácami (R. Polák 1975). Súhlasne sa javí tektonické ohraničenie hrasti voči perneckej depresii medzi vrtom PP-2 (1200 m ssz. od Zohoru—R. Polák 1975) realizovanom na elevácii s 28 m hrúbkou kvartéru, a vrtom RV-9 (1750 m s. od Zohoru — E. Kullman 1966) so 48 m hrúbkou kvartéru, o ktorom predpokladáme, že zachytáva ešte južný okraj perneckej nádrže. Tektonickú situáciu hrasti komplikuje naviac predpokladaný pozdĺžny zlom prebiehajúci sz. od vrtu RV-9 (E. Kullman 1966, R. Polák 1975), ktorý sa však na juhozápade nepodarilo interpretovať. Cez štrkové a piesčité horizonty neogénneho „prahu", ako aj cez nadložné hrubé súvrstvie štrkov a pieskov kvartéru prestupujú podzemné vody z perneckej do zohorsko-marcheggskej nádrže kvartérnych podzemných vôd. Zložité geologické pomery lozornskej elevácie dokumentujú geologické profily elevaciou (obr. 8, 9, 10). Kvantitatívne je tento prestup zhodnotený v ďalšej časti práce.

Obeh podzemných vôd v perneckej nádrži bol hodnotený na základe vzťahov povrchových a podzemných vôd v nádrži, štúdiom zmien chemizmu prestupujúcich vôd z Malých Karpát do perneckej nádrže a zostavením izolínií hladín podzemných vôd v nádrži.

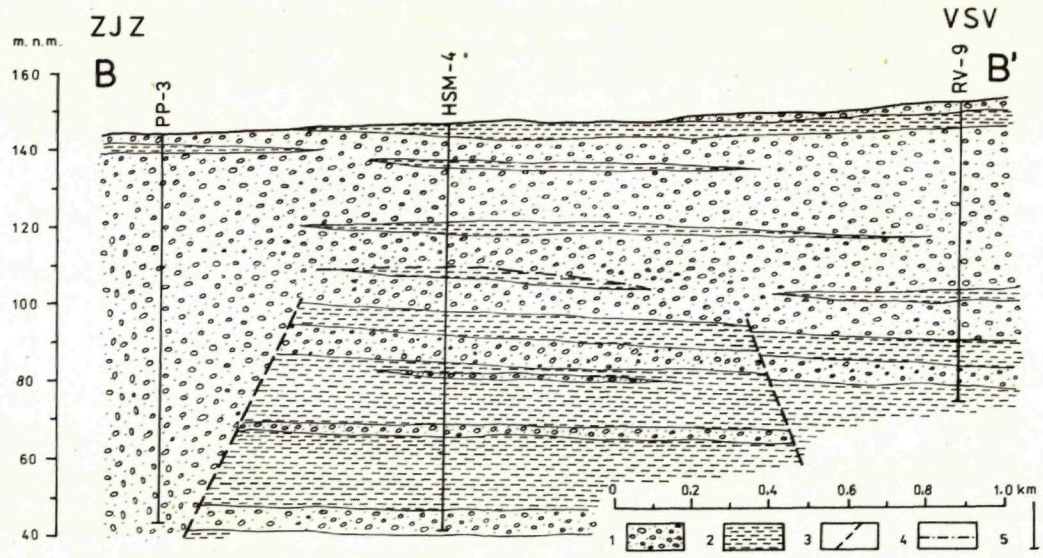
Na zistenie vzťahov povrchových a podzemných vôd v perneckej nádrži bola za hydrologicky ustálené obdobie zostavená mapa vzťahov povrchových a podzemných vôd (obr. 11). Z hodnotených prietokov a ich zmien bolo zistené (E. Kullman 1961): Najsevernejší tok nádrže Kuchynská Malina už na úpätí Malých Karpát má značný prietok, ktorý sa však po prekročení okrajových zlomov plynule zmenšuje. Južnejšie ležiaci tok Perneckej Maliny má pri okraji Malých Karpát nepatrný prietok. Vstupom do perneckej nádrže sa rýchle zväčšuje v závislosti od strát Kuchynskej Maliny. Je zrejmé, že zvyšovanie jeho prietoku je podmienené úbytkom vôd severnejšieho toku. Po ich sútoku spoločný prietok ešte stúpa pri prechode cez lábske zlomy, kde sa do povrchového toku sústreďuje v dôsledku bariéry neogén-



Obr. 8 Situácia oblasti prestupu podzemných vôd z perneckej nádrže kvartérnych podzemných vôd do zohorsko-marcheggskej nádrže kvartérnych podzemných vôd
1 — vodné toky; 2 — oblasť prestupu podzemných vôd z perneckej do zohorsko-marcheggskej nádrže; 3 — hydrogeologické vrty; 4 — profilové línie (viď obr. 9 10).



Obr. 9 Schematický priečny geologický profil oblasťou prestupu podzemných vôd z perneckej nádrže kvartérnych podzemných vôd do zohorsko-marchegskej nádrže kvartérnych podzemných vôd (podľa R. Poláka 1973 — upravil E. Kullman 1976) 1 — štrky, piesčité štrky, piesky; 2 — íly; 3 — zlomy; 4 — predpokladané rozhranie kvartér-neogén.

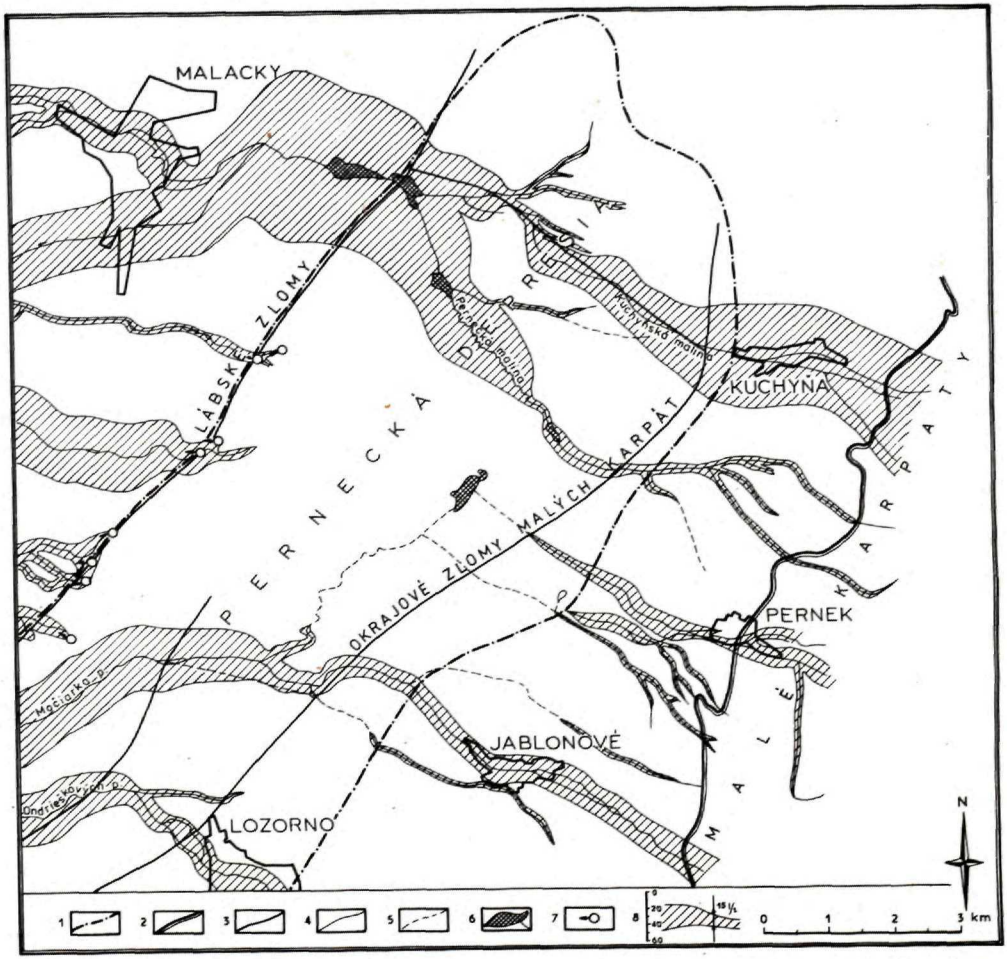


Obr. 10 Schematický pozdĺžny geologický profil oblasťou prestupu podzemných vôd z perneckej nádrže kvartérnych podzemných vôd do zohorsko-marcheggskej nádrže kvartérnych podzemných vôd (podľa R. Poláka 1973 — upravil E. Kullman 1976)
1 — štrky, piesčité štrky, piesky; 2 — íly; 3 — zlomy; 4 — predpokladané rozhranie kvartér-neogén.

nych sedimentov časť podzemných vôd. Odlišné pomery vykazujú toky, ležiace v širšom okolí Perneku, ktoré sa na úpätí Malých Karpát vyznačujú malými prietokmi, pretože prevažná časť vôd vsakuje priamo do náplavových kužeľov. Prestupom do nížiny sa aj uvedené malé toky za okrajovými zlomami úplne strácajú. Je zrejmé, že i tieto vody sú pohlcované a odvádzané zvodnenými sedimentami náplavových kužeľov. V južnej časti územia sa potok Močiarka, tečúci od Jablonového, vyznačuje prírastkami až v oblasti lábskych zlomov. Zhodný priebeh má i najjužnejší tok nádrže — potok Ondriašových. Obidva toky zrejme drénujú časť prúdu podzemných vôd prestupujúceho z perneckej do zohorsko-marcheggskej nádrže podzemných vôd. Zo strácajúcich sa vôd v podhorí Malých Karpát a zo skrytého prestupu podzemných vôd z pohoria do nížiny iba časť prestupuje pred lábskymi zlomami späť do tokov. Značná časť týchto vôd vystupuje ako už bolo poukázané, na lábskych zlomoch v línií bariérových prameňov, o ktorých sa predpokladá, že vznikli v miestach prechodu cez lábsku bariéru starých vodných tokov, pôvodne spájajúcich oblasť perneckého jazera s terajšími pramennými vývermi.

S cieľom zistiť hydraulické vzťahy medzi tokmi a prameňmi sme v spolupráci so S. Gazdom sledovali zmeny chemizmu vôd prestupujúcich z Malých Karpát do Záhorskej nížiny (E. Kullman 1960). Kladné výsledky priniesol hydrochemický výskum pomocou spektrálnych analýz stopových prvkov tokov a prameňov. Boli

sledované jednotlivé stopové prvky, charakteristické pre určitý tok. Územie sa ukázalo priaznivé pre uvedený spôsob výskumu, pretože vody z kryštalických a mezozoických oblastí Malých Karpát majú rozličné asociácie stopových prvkov, čo umožňuje ich sledovanie aj po infiltrácii do nádrže a výstupe v prameňoch, prípadne vo vrtoch. Tak bol potvrdený uvádzaný vzťah medzi strácajúcim sa tokom od Perneku a vodami prameňa Bezedné. Spektrálne analýzy toku od Malých Karpát až po jeho úplnú stratu pri perneckom jazere vykazovali výsledky uvedené v tabuľke 11.



Obr. 11 Mapa vzťahov povrchových vôd a podzemných vôd kvartérnych sedimentov v perneckej nádrži podzemných vôd. (Zostavil E. Kullman z výsledkov meraní v hydrologicky ustálenom období 1959 roku.) 1 — ohraničenie nádrže kvartérnych podzemných vôd; 2 — okraj Malých Karpát; 3 — hydrogeologicky významné tektonické línie; 4 — povrchové toky; 5 — občasné povrchové toky; 6 — jazerá a rybníky; 7 — pramene; 8 — prietoky povrchových tokov.

Tabuľka 11

Názov toku	Miesto odberu	Spektrálne zistené stopové prvky*
Pernecký potok	Na okraji Malých Karpát	P, Ba, Pb, Cu, Ag, Ti, Sn, B, Ga, V, Zr, Ni,
	V okrajovej časti perneckej nádrže	Ko, Cu, Ba, Sr, Mn, B, Cr, Ni, Ti, Ag, Ga, Pb, V, Zr,

Ako vidieť z tabuľky 11, vo vodách Perneckého potoka až po jeho infiltráciu, bola zaznamenaná prítomnosť gália. V susedných a ďalších tokoch nebol jeho výskyt zistený. Tieto poznatky umožnili sledovanie vôd toku strácajúceho sa vo zvodnených sedimentoch sledovaním vzoriek vôd v prameňoch a vrtoch v oblasti lábskych zlomov (tab. 12). Prítomnosť gália bola zistená v prameni Bezedné a v pozorovacom vrte HMÚ, ležiacom v oblasti hájovne Kozánek (z. od prameňa Kozánek).

Tabuľka 12

Miesto odberu	Spektrálne zistené stopové prvky*
Prameň Bezedné	Ti, Zr, Be, Sr, Mn, Ga, Pb, V, Cu, Ag, Cr
Vrt HMÚ	Ti, Si, Sr, Mn, Cu, Ag, Yb, Ba, Cr, Ga, Pb, Mo, Sn, Sm, V, Zr, Ni,

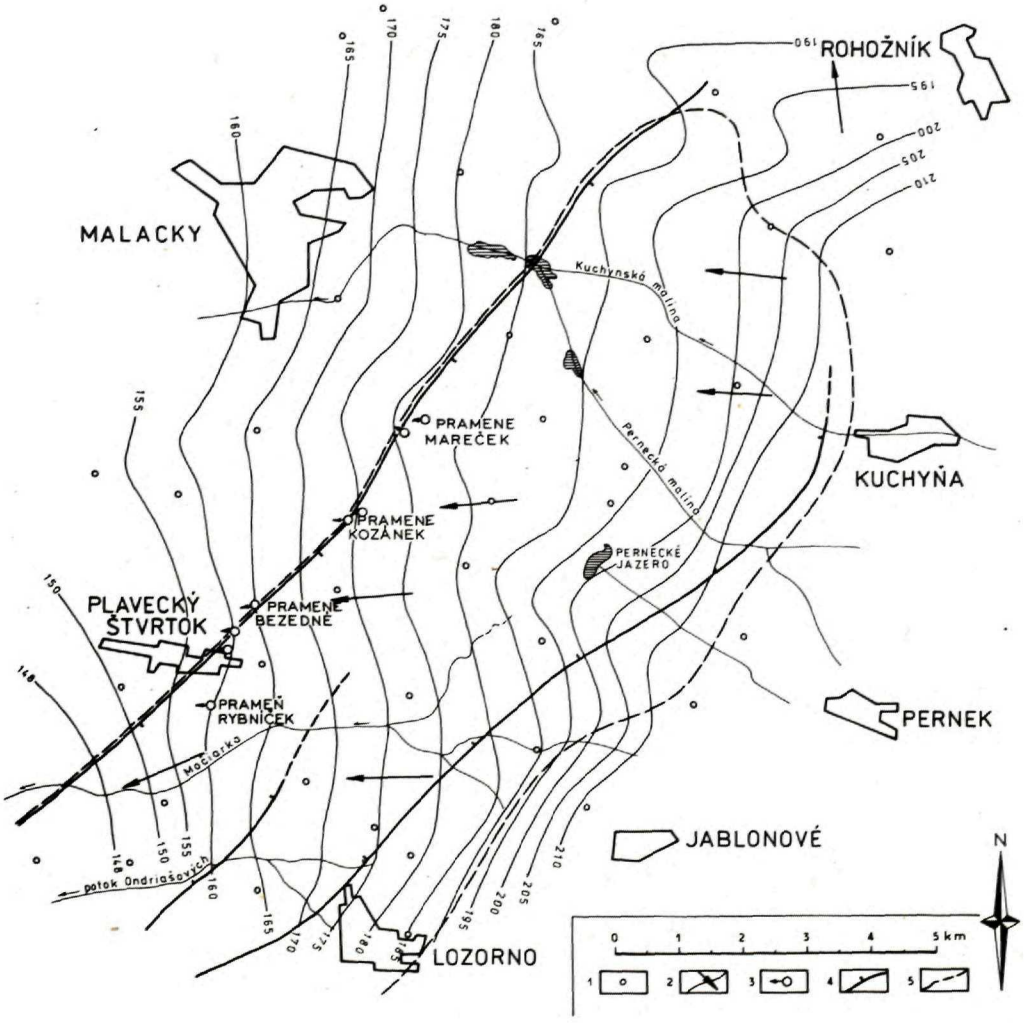
Hydrochemicky dokázaný a spektrálnymi analýzami (sledovaním gália) zistený prestup podzemných vôd z oblasti perneckého potoka do oblasti prameňov Kozánek — Bezedné, bol potvrdený i sledovaním vplyvu vôd perneckého potoka s vysokým obsahom síranov. (S. Gazda 1965). Na základe zvýšeného obsahu síranov bol dokumentový prestup vôd z perneckého potoka cez oblasť vrtu K-1 do oblasti prameňov Rybníček — Bezedné — Kozánek (najmä do oblasti prameňa Kozánek). Zrejme významnú úlohu v usmerňovaní prestupu podzemných vôd zohráva predispozícia starým riečnym korytom medzi uvedeným tokom a prameňom. Spojitosti toku s oblasťou prameňov Bezedné — Kozánek potvrdili predpokladaný smer prestupu podzemných vôd a spresnili hydrometrickými metódami získané poznatky o režime podzemných vôd nádrže.

Uvedené výsledky o vzťahoch medzi povrchovými vodami a podzemnými vodami dokumentujú podstatné rozdielnosti medzi hydrografickými a hydrogeologickými povodiami jednotlivých tokov, prestupujúcich nádržou. Táto oblasť je významným príkladom týchto rozdielností v nížinných podmienkach.

Zostavené izolínie hladín podzemných vôd nádrže (obr. 12) potvrdzujú závery získané predchádzajúcimi metódami. Izolínie hladín podzemných vôd perneckej

* V tabuľkách 11 a 12 nie sú uvedené makrokomponenty Ca, Mg, Si, Al, Fe, Na, K.

nádrže dokumentujú v severnej a strednej časti nádrže generálny smer podzemných vôd od Malých Karpát k lábskym zlomom. Smer podzemných vôd v severnej časti je ZSZ. V strednej a hlavne v južnej časti nádrže sa stáča postupne k západu až juhozápadu do oblasti vrtu K-2, t. j. do oblasti prestupu podzemných vôd z perneckej nádrže podzemných vôd do zohorsko-marcheggskej nádrže. V porovnaní



Obr. 12 Mapa izohydrohyps kvartérnych podzemných vôd perneckej nádrže. (Zostavil E. Kullman z meraní dňa 16. 5. 1967)
1 — pozorovacie objekty; 2 — izohydrohypsy a smery prúdenia podzemných vôd; 3 — pramene; 4 — tektonické línie; 5 — obmedzenie perneckej nádrže podzemných vôd.

s výsledkami z riešenia vzťahov povrchových a podzemných vôd, ako i s výsledkami hydrochemického hodnotenia, mapa izolínií hladín podzemných vôd potvrdzuje prestup povrchových vôd z Kuchynskej Maliny do Perneckej Maliny. Predložené izolínie hladín dokumentujú tiež v súlade s predchádzajúcimi hodnoteniami významný prúd podzemnej vody z oblasti strácajúcich sa vôd povrchových tokov sz. od Perneku. Tento prúd podzemnej vody nesleduje povrchový tok, ktorý sa od perneckého jazera v dôsledku bariéry eolických pieskov prudko stáča na JZ, ale pokračuje zsz. smerom k lábskym zlomom, kde napája významné pramene Kozánek a Bezedné. Celkový prúd podzemnej vody sa v južnej časti nádrže stáča jz. smerom, kde čiastočne zásobuje prameň Rybníček a tesne pred lábskymi zlomami potok Močiarku. Zostávajúca časť prúdu podzemnej vody podľa mapy izolínií hladín smeruje do zohorsko-marcheggskej nádrže podzemných vôd.

Zohorsko-marcheggská nádrž podzemných vôd

Zohorsko-marcheggská nádrž podzemných vôd kvartérnych sedimentov v pozdĺžnom smere je ohraničená tektonicky. Leží medzi okrajovými malokarpatskými zlomami a lábskym zlomovým pásmom. Priečne neúplné ohraničenie na severovýchode tvorí priečna lozornská elevácia, cez ktorú prebieha naprieč už opísaná úzka depresná oblasť vyplnená kvartérnymi sedimentmi a spájajúca hydraulicky perneckú a zohorsko-marcheggskú nádrž podzemných vôd.

Priečne juhozápadné ohraničenie tvorí elevácia vystupujúca jz. od Marcheggu. Nádrž na území Záhorskej nížiny zaberá rozlohu 37,7 km^2. Územie má zhruba rovinný charakter (max. výška v sv. časti 150 m n. m., minimálna pri rieke Morave 138 m n. m.). Nádrž je vyplnená kvartérnymi sedimentmi veľkej hrúbky, ktorá narastá od oblasti prepojenia s perneckou nádržou smerom do stredu depresie. Podľa doterajších poznatkov dochádza smerom k rieke Morave k miernemu splytčeniu nádrže. Kvartérne sedimenty ako celok ležia na neogénnych sedimentoch pontu, a to miestami priamo na pestrých íloch pontu, v časti nádrže na hrubom piesčitom súvrství pontu, čo miestami sťažuje určenie hranice kvartéru a pontu. Veľká hrúbka neogénnych pieskov pontu v priamom podloží štrkov a pieskov kvartéru bola dokumentovaná v strednej časti nádrže vo vrte K-8 realizovanom 2,7 km sv. od Marcheggu (E. Kullman 1966). Je to súvrstvie jemnozrnných až strednozrnných pieskov v hĺbke 85,0—103,0 m na báze so štrkopieskami. Taktiež vo vrte HVZ-6 ktorý sa nachádza 250 m sv. od Marcheggu, boli v hĺbke 75,0—99,0 m zistené jemnozrnné až strednozrnné, miestami prachovité a zaílované piesky (A. Šubová 1973). Tieto výsledky dokumentujú ich výskyt o hrúbke 18—24 m v jz. časti nádrže — v oblasti sv. od Marcheggu v nadloží neogénnych ílov. Kvartérnu výplň nádrže tvoria fluviálne sedimenty Moravy a eolické, ale hlavne preplavené eolické piesky. Hodnotením kvartérnych sedimentov a zmenami ich charakteru v nádrži sa detailnejšie zaoberala A. Šubová (1973). Kvartérnu výplň nádrže rozdeľuje na piesčité štrky, piesky s valúnmi a čisté piesky. Kvartérnu výplň

v centrálnej časti nádrže tvoria hlavne piesčité štrky s overenými hrúbkami 88,0 m (vrt HVZ-1, 3,2 km jv. od Vysokej — A. Šubová 1973) a 85,0 m (vrt K-8, E. Kullman 1966). Od centrálnej oblasti na severovýchod, k sv. časti stykovej oblasti s perneckou nádržou, hrúbka kvartéru sa postupne zmenšuje, a charakter sedimentov sa mení. Piesčité štrky prechádzajú do pieskov s valúnovým materiálom, lokálne až do čistých pieskov. Ich najmenšia dokumentovaná hrúbka je pri sv. okraji nádrže — 48,0 m. Odlišná situácia je na sz. okraji nádrže, tesne za tektonicky ohraničenou lozornskou hrasťou. Vrt PP-3, realizovaný 2 km jjz. od Lábu, dokumentoval 92 m hrúbku kvartéru, a to vo vrchnej časti, prevažne vo vývoji piesčitých štrkoch, v spodnej časti prevažne vo vývoji pieskov s prímesou štrku (R. Polák 1975).Táto skutočnosť svedčí o významnom prehĺbení tejto časti nádrže. Juhozápadne od vrtu K-8, smerom k Marcheggu, piesčité štrky ubúdajú. Vrt HVZ-6 (sv. od Marcheggu) dokumentoval iba 26 m piesčitých štrkov. V ich podloží v hĺbke 26,0—30 m sú piesčité íly a v hĺbke 30—75 m piesky s valúnovým materiálom, pričleňované ku kvartéru (A. Šubová 1973).

Z výsledkov doterajších hydrogeologických vrtov (E. Kullman 1966, A. Šubová 1973) vychádzajú najvyššie koeficienty filtrácie v centrálnej časti nádrže, budovanej piesčitými štrkmi, a to od $5{,}7.10^{-4}$ m/s—$8{,}6.10^{-4}$ m/s. Od centrálnej časti smerom k perneckej nádrži i k Marcheggu s pribúdaním piesčitej zložky hodnoty koeficientu filtrácie klesajú na $4{,}1.10^{-4}$ — $5{,}1.10^{-4}$. V oblastiach s prevahou pieskov s valúnmi sú ešte nižšie ($3{,}6$—$4{,}1.10^{-4}$ m/s); pozri tab. 13.

Podzemné vody sa do zohorsko-marcheggskej nádrže dopĺňajú z viacerých zdrojov. Popri infiltrovaných zrážkach z vlastného územia je to hlavne prítok podzemných vôd z perneckej nádrže cez kvartérne i neogénne piesčité a štrkopiesčité sedimenty a infiltrácia vôd z rieky Moravy. V sv. časti sa podružne dopĺňajú z oblasti Malých Karpát prostredníctvom jablonovského a lozornského náplavového kužeľa.

Povrchove územie nádrže je odvodňované kánálmi. Zohorský kanál a potok Malina s prítokmi Močiarkou a Zohorským potokom významne odvodňujú i podzemné vody nádrže.

Celkový obraz o obehu podzemných vôd v nádrži podávajú hydrologické a hydrochemické výsledky prác A. Šubovej a S. Gazdu (A. Šubová 1973, S. Gazda in E. Kullman 1966, S. Gazda in A. Šubová 1973, S. Gazda 1980), o ktoré sa opierame pri ďalšom hodnotení.

Obraz o smeroch prúdenia podzemných vôd dokumentujú izolínie hladín podzemných vôd z dvoch charakteristických období, a to z 31. 5.1972 a z 8. 8.1972 (A. Šubová 1973 — obr. 13, 14). Hodnoty z 31. 5. 1972 zodpovedajú priemerným stavom hladiny podzemných vôd, z 8. 9. 1972 nízkym stavom hladín podzemných vôd.

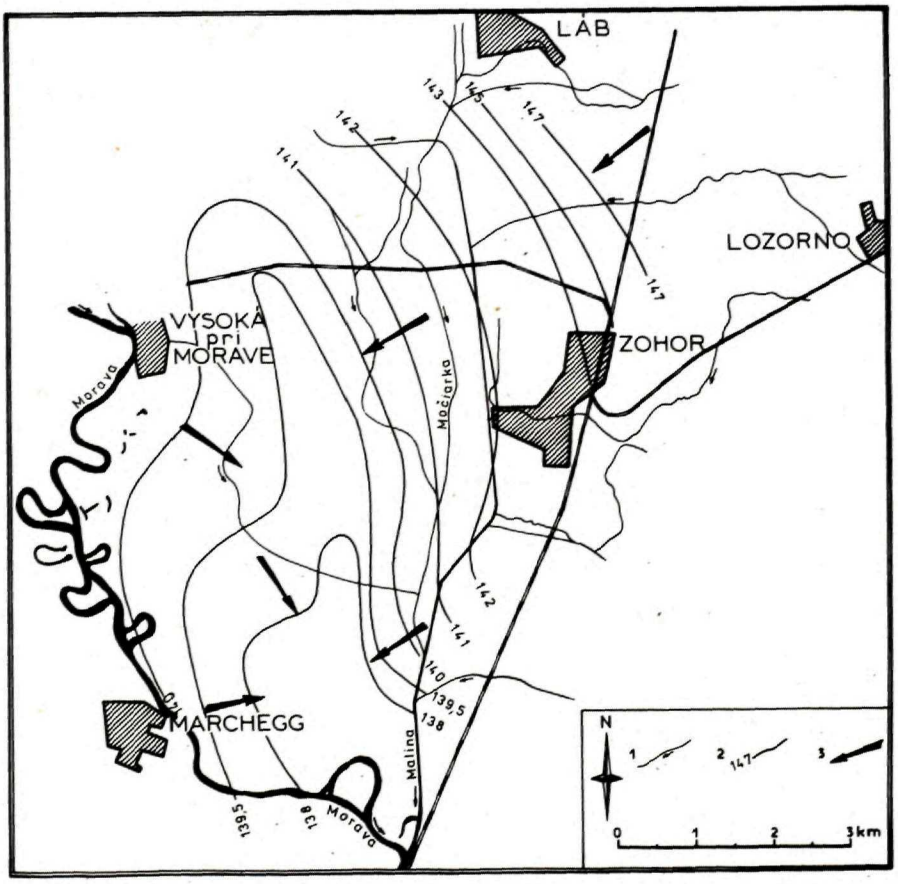
Zostavené izohydrohypsy dokumentujú, že smery prúdenia podzemných vôd za rôznych stavov hladín sú v časti susediacej s perneckou nádržou prakticky nemenné,

Tabuľka 13

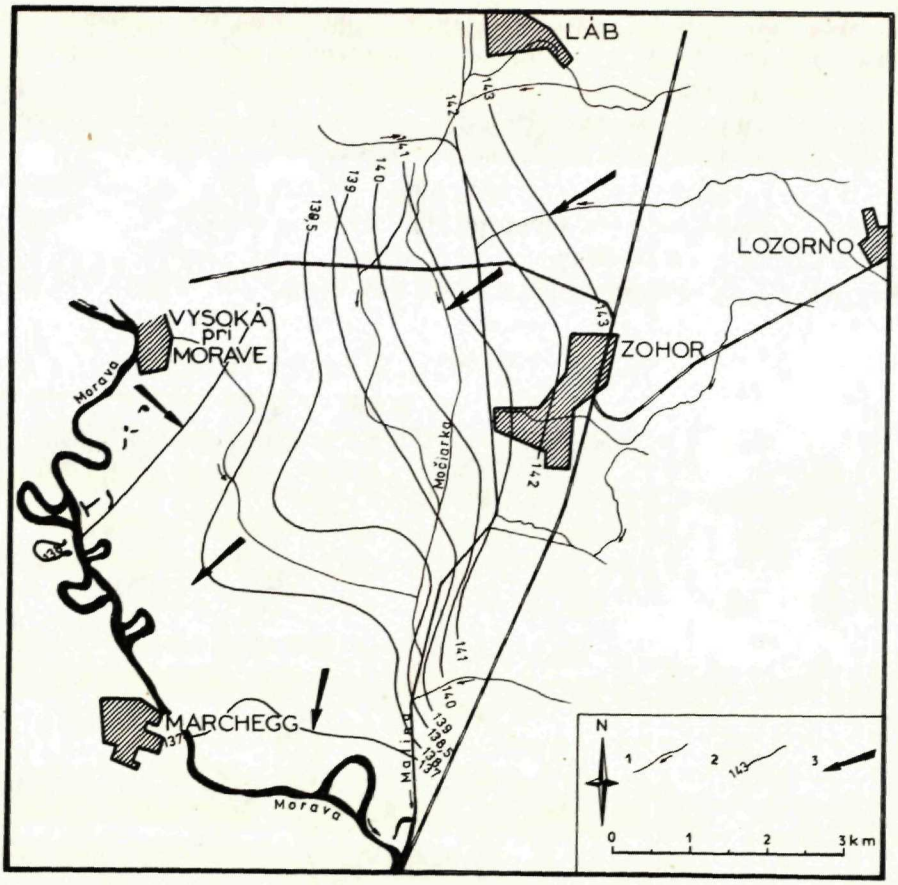
Tabelárny prehľad vybraných hydrogeologických vrtov, charakterizujúcich hydrogeologické pomery zohorsko-marcheggskej nádrže podzemných vôd

Hydrog. vrt	Oblasť	Lokalita	Hrúbka kvartérnych sedimentov (m)	Litológia	Jednotková špecifická výdatnosť l/s^{-1}	Celková výdatnosť / zníženie $l/s^{-1}/m$	Koeficient filtrácie $m.s^{-1}$ / autor
PP—3 (pozorovací vrt)	sz. okraj nádrže	Láb—2 km jjz. od obce	92,0	Vo vrchnej časti súvrstvia prevažne piesčité štrky s polohami stredno-zrnných a hrubozrnných pieskov. V spodnej časti prevažne stredno- až hrubozrnné piesky	—	—	—
Z—1	sv. časť nádrže	Zohor — 0,8 km sz. od obce	46,0	Striedanie sa jemnozrnných pieskov s hrubozrnnými pieskami a štrkopieskami	14,5	25,0 / 1,75	$2,8.10^{-4}$ Everling 1958
HVZ—5	stredná časť nádrže	Vysoká — 2,5 km jv. od obce	83,5	Piesky stredno-až hrubozrnné v strednej časti s hrubými polohami piesčitých štrkov	36,9	113,0 / 2,96	$4,09.10^{-4}$ Šubová 1973
K—8		Vysoká pri Morave — asi 3,9 km jjv. od obce	85,0	Striedanie polôh štrkopieskov s polohami hrubozrnných pieskov a s ojedinelými medzivrstvičkami piesčitých ílov	38,0	70 / 2,0	$5,7.10^{-4}$ Kullman 1966
HVZ—6	jz. okraj nádrže	Marchegg — 0,3 km vsv. od obce	75,0	Vo vrchnej časti striedanie polôh pieskov a piesčitých štrkov, v strednej a spodnej časti stredno- až hrubozrnné piesky s niekoľko metrov hrubými polohami ílov.	35,8	104,0 / 3,47	$5,08.10^{-4}$ Šubová 1973

teda významný prestup podzemných vôd z perneckej nádrže do zohorsko-marcheggskej je nepretržitý. Potvrdzuje to i zhodnotenie chemizmu podzemných vôd. Zistilo sa, že v tektonickom poklese medzi perneckou a zohorsko-marcheggskou nádržou je chemizmus podzemných vôd blízky chemizmu podzemných vôd perneckej depresie, vystupujúcich v prameňoch na lábskej zlomovej línii. Menšie rozdielnosti v chemizme sú spôsobené miešaním s vodami proluviálnych sedimentov lozornskej elevácie, ktoré prestupujú od Malých Karpát cez lozornský a jablonovský kužeľ. Ich podiel na dopĺňaní je iba podradný, a teda nemohol podstatnejšie ovplyvniť celkový chemizmus podzemných vôd. Podľa realizovaných výpočtov (S. Gazda in E. Kullman 1966) je pomer miešania podzemných vôd 5 : 1 v prospech vôd prestupujúcich depresnou oblasťou z perneckej nádrže.



Obr. 13 Mapa izohydrohyps podzemných vôd kvartérnych sedimentov zohorsko-marcheggskej nádrže pre obdobie priemerných stavov hladín podzemných vôd (podľa A. Šubovej 1973)
1 — povrchové toky; 2 — izohydrohypsy zostavené ku dňu 31. 5. 1972; 3 — smery prúdenia podzemných vôd.



Obr. 14 Mapa izohydrohyps podzemných vôd kvartérnych sedimentov zohorsko-marcheggskej nádrže pre obdobie nízkych stavov hladín podzemných vôd (podľa A. Šubovej 1973)
1 — povrchové toky; 2 — izohydrohypsy zostavené ku dňu 8. 9. 1972; 3 — smery prúdenia podzemných vôd.

Vody rieky Moravy infiltrujú do nádrže najmä pri vysokých stavoch hladiny rieky Moravy. Maximá hladiny vody v Morave (stanica Vysoká pri Morave) dosahujú hodnoty 142,7 m n. m., pričom priemerná nadmorská výška záujmového územia nádrže je približne 140,0 m n. m. Z uvedeného vidieť, že pri vysokých stavoch dochádza k zaplavovaniu územia medzi hrádzami, čo spôsobuje intenzívne vsakovanie a na pomerne dlhé obdobie retenciu v mŕtvych ramenách. Zásobovanie z rieky Moravy alebo drénovanie podzemných vôd riekou Moravou závisí od vodného stavu v rieke. K doplňaniu podzemných vôd pri vysokých stavoch na Morave dochádza buď brehovou infiltráciou, alebo vsakom rozliatych vôd rieky Moravy v inundačnom území. Smery prúdenia podzemných vôd v oblasti rieky Moravy sa menia v závislosti od jej vodných stavov. Pri nízkych vodných stavoch dochádza k odtekaniu podzem-

ných vôd z nádrže pozdĺž celého nádržou prestupujúceho úseku rieky, pri priemerných a vysokých stavoch len v oblasti nad obcou Marchegg.

Z máp izolínií hladín k dvom rozdielnym obdobiam v režime podzemných vôd jasne vyplýva, že smer prúdu podzemných vôd z hornej časti nádrže, v závislosti od hladiny v rieke Morave, a tým i od filtrácie vôd, z nej sa v strednej a južnej časti nádrže výrazne smerove mení. Pri nízkych stavoch na rieke hlavný prúd má jz. smer. Pod vplyvom infiltrovaných vôd Moravy a podľa veľkosti tohto vplyvu je zatláčaný k J. až JJV. V súlade s týmito poznatkami sú i výsledky hodnotenia chemizmu.

Na základe hodnotenia chemizmu podzemné vody formované v sv. časti zohorsko-marcheggskej depresie prúdia jz. smerom do jej centrálnej časti. Hydrochemické hodnotenie v centrálnej časti nádrže poukazuje na výrazný vplyv infiltrovaných vôd rieky Moravy na prúd podzemných vôd z hornej — sv. časti nádrže. Infiltrovanými vodami Moravy je tento prúd podzemnej vody odtláčaný k východu, a tým usmerňovaný k J až JJV a odvádzaný sieťou prírodných a umelých tokov. Dokumentuje to chemizmus vrtu HVZ-1 a blízkeho kanála (S. Gazda 1980).

Hydrogeológia plaveckej depresie

Plavecká depresia, rozprestierajúca sa západne od spojnice Plavecký Mikuláš — Plavecký Peter, je v podloží kvartéru budovaná sedimentmi sarmatu a panónu. V dôsledku prevahy ílovitých súvrství s polohami a medzivrstvičkami pieskov, pieskovcov a štrkov, sú hydrogeologicky málo priepustné. V časti budovanej sarmatom možno vrtom realizovaným asi 500 m jz. od Plaveckého Petra do hĺbky 77,4 m dokumentovať jej hydrogeologické pomery. Napriek tomu, že navŕtal polohy pieskovcov v ílovitom súvrství, bol z hydrogeologického hľadiska negatívny.

Hydrogeologické pomery kvartéru tejto oblasti sú ovplyvnené vysoko položeným neogénnym podložím, čo podľa doterajších geologických poznatkov bránilo vytvoreniu väčších hrúbok kvartérnych sedimentov. Podľa výsledkov základného geologického výskumu v tomto území kvartér tvoria zvyšky proluviálnych kužeľov malokarpatských tokov do 1 m hrúbky a aluviálne sedimenty tokov v hrúbke 2—3 m so značným zahlinením. Hydrogeologické pomery kvartéru v tomto území nie sú detailnejšie spracované. S poznatkami o litologickom charaktere kvartérnych sedimentov a o ich hrúbke, nie sú v plnom súlade hydrogeologické výsledky, získané v rámci regionálneho hydrogeologického prieskumu viatych pieskov oblasti Cerová, Lieskové — Šajdíkové Humence (Z. Holéczyová 1968). Z. Holéczyová a S. Gazda v rámci tejto úlohy riešili hydrogeologickými a hydrochemickými metódami i priamy prestup podzemných vôd z oblasti Malých Karpát v úseku Plavecký Mikuláš — Prievaly do nového koryta Rudavy (Z. Holéczyová 1968). Na základe výsledkov z dvoch období (14. 6. 1968 a 30. 10 1968) dokumentovali významný skrytý prestup podzemných vôd z Malých Karpát do Rudavy hlavne v strednom úseku (z oblasti od Plaveckého Petra, ako aj, i keď v menšom rozsahu, z oblasti od P. Mikuláša). Z oblasti Prieval a jz. od nich sú prestupy zanedbateľné (3,6—5,0 l/s).

Hodnotenia zo dňa 14. 6. 1968 dokumentovali v úseku širokom 5,6 km (Plavecký Peter — Plavecký Mikuláš) skrytý prestup podzemných vôd 192,3 l/s. Hodnotenia z 30. 10. 1968 toho istého úseku dokumentovali prestup 62,8 l/s. Veľký rozdiel medzi oboma hodnotami autori zdôvodňujú možnosťou odrazu veľkých rozkyvov výdatnosti krasových vôd. Podľa autorov hodnota 62,8 l/s reprezentuje pravdepodobne stav blízky priemerným vodným stavom v období dlhšieho sucha.

Ak porovnáme tieto poznatky s výsledkami hodnotení vápencov a dolomitov chočského príkrovu v hodnotenom území priľahlej časti Malých Karpát (E. Kullman 1965), z ktorých bola orientačne vyčíslená možnosť skrytého prestupu podzemných vôd do sedimentov nížiny v období 1957—1963 a pritom berieme do úvahy extrémne roky, ako veľmi suchý rok 1961 a veľmi vodný rok 1957 zistíme, že dochádza k prestupu v medziach 196 l/s — 288 l/s. Výpočet skrytého prestupu podzemných vôd z chočského príkrovu Malých Karpát do Záhorskej nížiny bol hydrologickou bilanciou (D. Duba — E. Kullman 1968) vyčíslený na 164 l/s. Podzemné vody tohto krasového komplexu sú odvodňované jednak do sološnickej depresie, a jednak do hodnoteného územia Plaveckej depresie. Ak v súlade s výsledkami regionálneho hydrogeologického prieskumu sološnickej nádrže podzemných vôd uvažujeme s hodnotou 98—100 l/s skrytého prestupu z chočského príkrovu do sološnickej nádrže, potom hodnota 62,8 l/s (vo vlhkých obdobiach i o niečo viac) je reálna ako hodnota prestupu krasových vôd z pohoria do nížiny cez oblasť plaveckej depresie. V porovnaní s doterajšími predpokladmi by táto skutočnosť svedčila o podstatne priaznivejších hydrogeologických pomeroch kvartérnych sedimentov v hodnotenej oblasti medzi Malými Karpatmi a riekou Rudavou.

Hydrogeológia lakšárskej elevácie

Lakšárska elevácia je hrasťou, rozdelenou pozdĺžnymi zlomami zhruba jz—sv. smeru na rad pozdĺžnych krýh. V podloží kvartéru z neogénnych súvrství, ak odhliadneme od okrajovej časti (oblasť Hradišťa pod Vrátnom a oblasť Cerová-Lieskové, v ktorej vystupujú súvrstvia eggenburgu) sa nachádzajú súvrstvia karpatu. Plošné menšiu rozlohu (v severovýchodnej a východnej časti elevácie) budovanú súvrstviami karpatu, zaberá ich zlepencová a pieskovcová fácia s vložkami vápnitých ílov vo vyšších polohách. Materiál zlepencov i veľkosť valúnov sú rôznorodé. Tmel je prevažne vápnito-piesčitý. Pieskovce (jemnozrnné až hrubozrnné) majú rovnaké zloženie klastického materiálu ako zlepence. Podľa doterajších hydrogeologických poznatkov sú značne kompaktné a sú nositeľmi puklinových vôd. Podstatnú časť rozlohy — celú centrálnu časť elevácie — zaberá šlírová fácia karpatu, tvorená vápnitými ílmi s veľmi zriedkavými polohami pieskov, pieskovcov a štrkov. Hydrogeologické vrty do týchto sedimentov v oblasti Bílkových Humeniec (vrt na JRD, hĺbka 150,0 m) Šajdíkových Humeniec (vrt 500 m východne od obce, hĺbka 27,0 m a vrt na severnom okraji obce — pri železničnej stanici, hĺbka 30,3 m), sú negatívne, čím dokumentujú hydrogeologickú nepriaznivosť tohto komplexu. Zhodne ani

mladšie neogénne sedimenty súvrstvia sarmatu a vrchného bádenu vystupujúce na povrch pri západnom okraji elevácie nemajú väčší hydrogeologický význam. Hydrogeologické vrty v oblasti Borského Petra a Borského Mikuláša, hĺbené v sedimentoch sarmatu dokumentovali (s výnimkou vrtu v areáli školy v Borskom Mikuláši, realizovanom do hĺbky 59,0 m s prelivom 2 l/s v úrovni terénu) iba malé výdatnosti a to od 0,0—0,45 l/s (viď tab. 14). S výnimkou negatívneho vrtu na JRD Borský Peter všetky tieto vrty mali artézsky prietok. O niečo priaznivejšie hydrogeologické pomery v porovnaní so súvrstviami karpatu i sarmatu tejto oblasti má súvrstvie vrchného bádenu v oblasti Lakšárskej Novej Vsi. V uvedenom súvrství bolo zistených niekoľko horizontov tvorených pieskami, štrkmi a pieskovcami. Vrty v oblasti Lakšárskej Novej Vsi dokumentovali výdatnosť 0,14—1,5 l/s (pozri tab. 14).

V protiklade s málo priaznivými hydrogeologickými pomermi najvyšších častí negénnych sedimentov lakšárskej elevácie sú hydrogeologické pomery jej kvartérnych sedimentov.

V oblasti lakšárskej elevácie sa rozprestiera rozsiahly komplex viatych pieskov, nachádzajúcich sa na vysoko položenom neogénnom podloží. Zaberá rozsiahle územie v rozlohe asi 101 km^2, na juhozápade ohraničené lakšárskym zlomom, na východe horným tokom rieky Rudavy a rieky Myjavy, na severovýchode a severe Myjavou a Myjavkou a na severozápade s priebehom východne od spojnice Borský Peter a Mikulášov.

Tento rozsiahly komplex viatych pieskov prvýkrát hydrogeologicky vyhodnotil Geologický ústav D. Štúra na úrovni základného hydrogeologického výskumu, ktorý dokumentoval významné zásoby podzemných vôd tejto kvartérnej hydrogeologickej štruktúry (E. Kullman 1966). V nadväznosti na základný hydrogeologický výskum bol komplex viatych pieskov detailne hydrogeologicky zhodnotený v rámci regionálneho hydrogeologického prieskumu IGHP (Z. Holéczyová 1968), ktorého výsledky podávajú vyčerpávajúci rozbor hydrogeologických pomerov kvartéru tejto hydrogeologickej štruktúry.

Vymedzený komplex viatych pieskov, tvoriaci samostatnú hydrogeologickú štruktúru, leží na súvrstviach karpatu, vyvinutých v podloží kvartéru v šlírovej fácii, prevažne ako vápnité íly, lokálne ako strednozrnné vápnité piesky. Ílovitý vývoj karpatu vytvára nepriepustné podložie súvisle zvodneného komplexu viatych pieskov. V miestach, kde súvrstvia karpatu v podloží viatych pieskov sú vyvinuté v piesčitej fácii, vytvárajú s viatymi pieskami jednotný zvodnený horizont (Z. Holéczyová 1968). Vo vzťahu k formovaniu hydrogeologických pomerov kvartéru tejto oblasti má základný význam vysoko ležiace podložie kvartéru a jeho morfológia. Báza viatych pieskov je v plnom rozsahu nad miestnou eróznou bázou (pozri obr. 15) naviac, podľa doterajších vrtných prác je morfológia povrchu neogénu značne členitá (R. Žákovský 1962, Z. Holéczyová 1968). Výškové rozdiely, podľa výsledkov vo vrtoch situovaných na jv. a sz. okraji viatych pieskov,

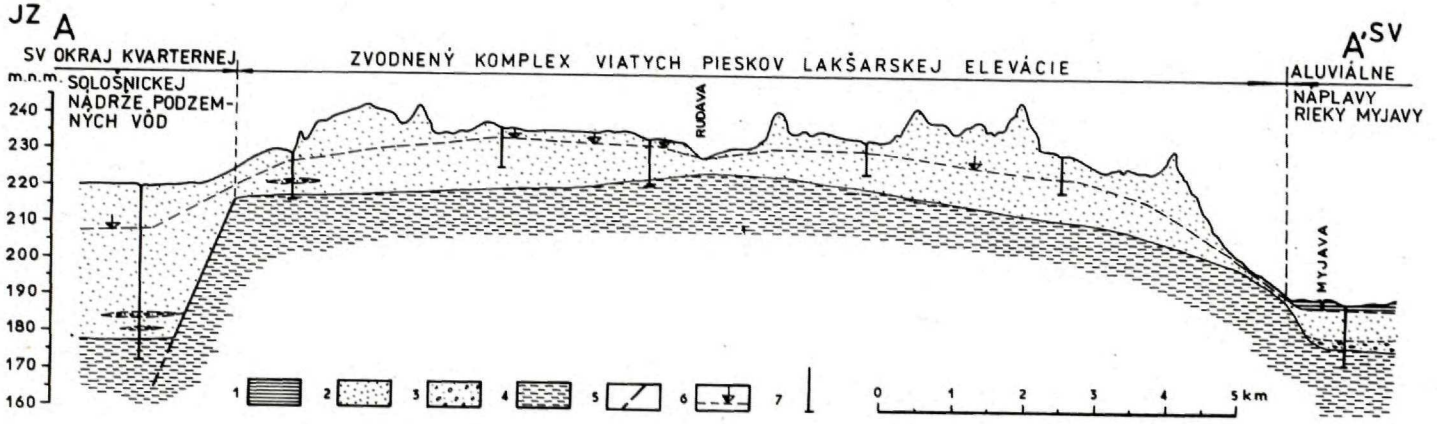
Prehľad hydrogeologických vrtov realizovaných v neogénnych sedimentoch lakšárskej elevácie

Tabuľka 14

Lokalizácia hydrog. vrtu	Hĺbka vrtu m	Zvodnené horizonty neogénu a ich litológia	Vek	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch		Q/S $\frac{\text{výdatnosť } l.s^{-1}}{\text{zníženie m}}$	Čerp. skúškou overený	Zdroj informácie (čísl. správy Geofondu)
				narazená v hĺbke (m)	ustálená m			
Šajdíkové Humence s. okraj obce	30,3	—	karpat	—	—	neogén negat.	—	4059
Borský Peter — JRD	40,0	—	sarmat	—	—	neogén negat.	—	4055
Borský Mikuláš sv. okraj obce	98,0	—	vrchný báden	—	—	neogén negat.	—	27286
Borský Mikuláš — škola	59,0	45,1—49,3 pieskovce s váp. tmelom 52,0—56,0 piesok strednozrnný	sarmat	—	+6,0	$\frac{2,0}{\pm 0}$	oba neogénne horizonty	13035
Borský Mikuláš jz. časť obce	97,0	86,0—94,0 piesok jemnozrnný	sarmat	86,6	+0,1	$\frac{0,45}{15,02}$	neogénny horizont	25449
Borský Mikuláš — jz. okraj obce	86,35	80,4—82,7 piesok jemnozrnný	sarmat	—	—	$\frac{0,2}{\pm 0}$	neogénny horizont	6893
Bílkové Humence — JRD	150,0	—	karpat	—	—	neogén negat.	—	4056
Lakšárska Nová Ves — 750 m sv od obce	20,0	12,0—15,0 pieskovec 15,0—20,0 štrkoílovitý	vrchný báden	18,0	−5,1	—	neodskúšaný	31440
Lakšárska Nová Ves — asi 200 m sv. od obce	75,8	21,6—27,1 štrk ílovitý 33,8—34,2 pieskovec 49,0—50,2 pieskovec 68,0—68,0 pieskovec	vrchný báden	21,6 27,1	+1,2	$\frac{1,5}{13,0}$	I. neogénny horizont	6888
Lakšárska Nová Ves — asi 400 m sv. od obce	38,7	8,0—37,0 íl s medzivrstvičkami jemnozr. pieskov	vrchný báden		−2,0	$\frac{0,4}{5,0}$	medzivrstvičky jemnozrnných piesk. neogénu	31440

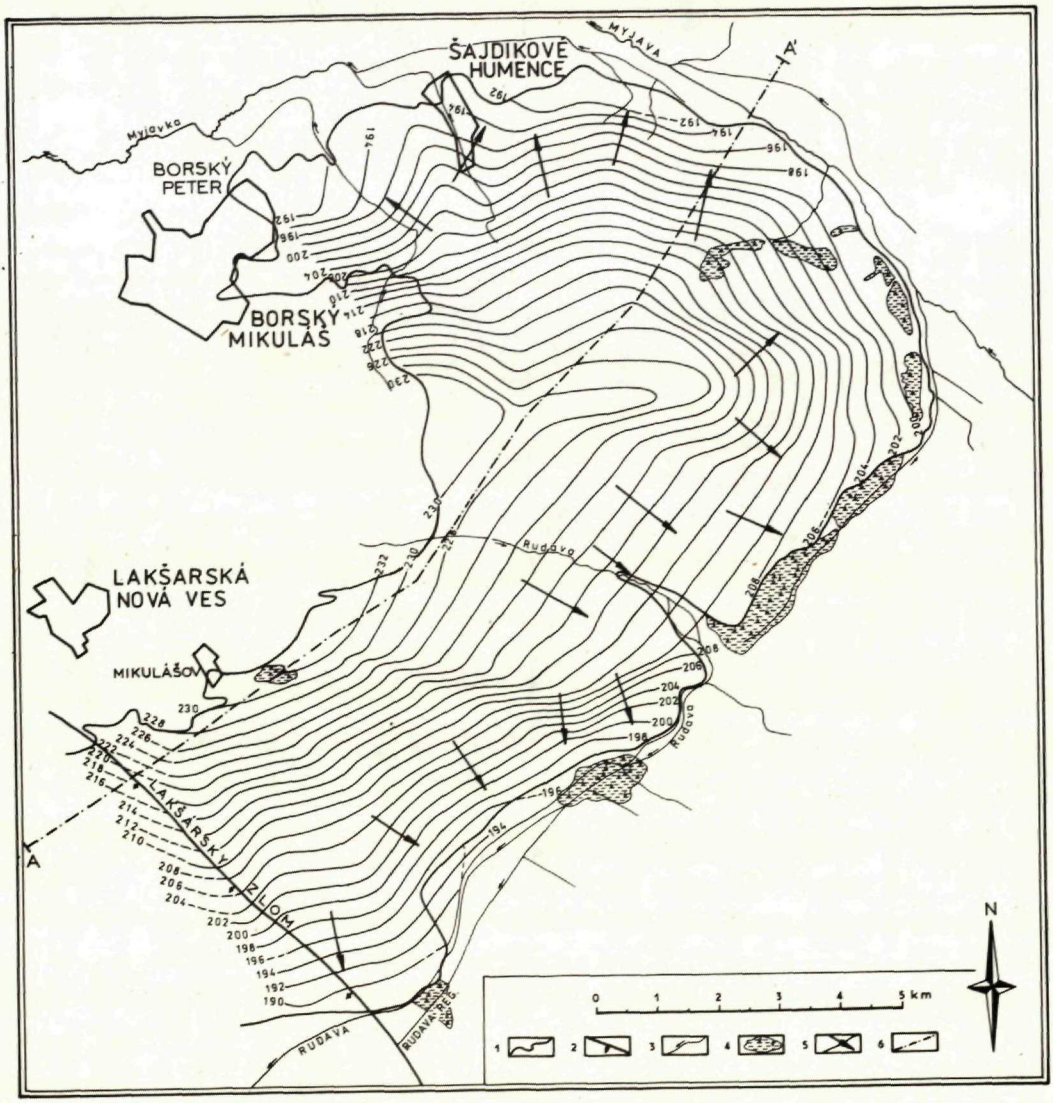
pokračovanie tabuľky 14

Lakšárska Nová Ves — s. okraj obce	33,5	26,6—31,0 íl s polohami jemnozrnného piesku	vrchný báden	—	−1,1	0,138 / 7,8	polohy jemnozrnných pieskov neogénu	23155
Lakšárska Nová Ves — asi 200 m jv. od obce	40,25	36,0—38,0 pieskovec	vrchný báden	—	−1,8	1,2 / 2,5	pieskovcový horizont spolu s podlož. kvartérom	13310



Obr. 15 Geologický profil komplexom viatych pieskov lakšárskej elevácie (podľa Z. Holéczyovej, 1968)
1 — hliny; 2 — viate piesky; 3 — piesky s prímesou štrku až piesčité štrky; 4 — íly, piesčité íly; 5 — zlom; 6 — hladina podzemnej vody; 7 — vrty.

pohybujú sa od 34 do 55 m. Ide pravdepodobne o intenzívne erózne modelovaný reliéf (Z. Holéczyová 1968). Celkove neogénne podložie má spád k S, SV, V a JV.



Obr. 16 Mapa izohydrohyps podzemných vôd komplexu viatych pieskov lakšárskej elevácie (podľa Z. Holéczyovej 1968)

1 — hranice komplexu viatych pieskov; 2 — zistená tektonická línia; 3 — vodné toky; 4 — rašeliniská; 5 — izohydrohypsy a smery prúdenia podzemných vôd k 30.10. 1968; 6 — profilová línia k profilu na obrázku 15

Štruktúra ako celok je v dôsledku podložia viatych pieskov, položeného nad eróznou bázou dopĺňaná výlučne zrážkovými vodami infiltrovanými do viatych pieskov a je, s výnimkou horného toku Rudavy, bez hydraulickej spojitosti s povrchovými tokmi. Smer odvodňovania infiltrovaných vôd určuje morfológia povrchu neogénu, ukloneného k S, SV, V a JV. V týchto smeroch pri okraji komplexu viatych pieskov dochádza k odvodňovaniu podzemných vôd. Detailnejšie smery prúdenia podzemných vôd dokumentuje mapa izolínií hladín podzemných vôd k 30. 10. 1968 — pozri obr. 16 (podľa Z. Holéczyovej 1968). Vlastný komplex viatych pieskov, v dôsledku členitej morfológie neogénneho povrchu i povrchu viatych pieskov, má značne premenlivú hrúbku pohybujúcu sa medzi 8,5—22 m. Je budovaný strednozrnnými až jemnozrnnými kremitými pieskami s prevahou frakcie od 0,2—1,0 mm — (60—97 %) (Z. Holéczyová 1968).

Hladina podzemnej vody je voľná a pohybuje sa v rôznych hĺbkach pod terénom a to od 1,0 m až do 14,5 m.

K odvodňovaniu podzemných vôd dochádza, ako som už poukázal, pri východnom a severnom okraji komplexu eolických pieskov, a to vo forme pramenných výverov a priamym prestupom podzemných vôd do Rudavy, Myjavy a Myjavky. Pri východnom okraji je to hlavne pramenná línia medzi hájovňou Haluška a Olšovským mlynom, prebiehajúca rovnobežne so starým korytom Rudavy vo vzdialenosti 500—800 m v dĺžke cca 4,5 km. V uvedenej oblasti vystupuje 18 prameňov vrstevného typu so spoločnou výdatnosťou (v priemernom hydrologickom období) 55 l/s a s teplotou vody v jednotlivých prameňoch medzi 10,3—11,5°C (23.7.1965 — E. Kullman 1966). Na základe sústavných nepretržitých meraní v hydrologických rokoch 1967—1968 sumárna výdatnosť týchto prameňov kolísala v hraniciach 36,6 l/s—128,5 l/s. Sústavné merania podávajú výdatnosť ako sumár z pramennej línie, a preto pri vyšších výdatnostiach časť vôd môže byť aj z priameho prestupu podzemných vôd (Z. Holéczyová 1968). Celkový prítok (od hájovne Nadrlenisko až po križovanie Rudavy s cestou Plavecký Mikuláš — Mikulášov) zahrňujúci i pramennú oblasť, bol dokumentovaný po odseparovaní prítoku vôd z Malých Karpát k meraniam dňa 14. 6. 1968 v hodnote 96,2 l/s a 30. 10. 1968 v hodnote 157,2 l/s (S. Gazda in Z. Holéczyová 1968, Z. Holéczyová 1968).

Do horného toku Rudavy, prerezávajúceho hydrogeologickú štruktúru viatych pieskov naprieč medzi hájovňou Sokol a Nadrlenisko, bolo v hydrologických rokoch 1967 a 1968 odvodňované v mesačných priemeroch 20,2—145,2 l/s podzemných vôd (Z. Holéczyová 1968).

Ďalšie významné odvodňovanie priamym prestupom podzemných vôd bolo dokumentované do Myjavy asi v 2-km úseku v oblasti hájovne Rudavy. Dokumentovaný prestup podzemných vôd z viatych pieskov, vyjadrený v mesačných priemeroch (obdobie dvoch hydrologických rokov — 1967 a 1968) kolísal v hraniciach 7,4—67,7 l/s. Tento údaj je v dôsledku čerpania vody z rašeliniska v Prievaloch, do ktorého bola sťahovaná časť podzemných vôd viatych pieskov, podhodnotený (z

rašeliniska bolo čerpané v mesačných priemeroch 35,1—101,3 l/s). (Z. Holéczyová 1968). Pri sv. okraji, v oblasti asi 3,5 km západne od Jablonice bol asi v dvojkilometrovom úseku dokumentovaný priamy prestup podzemných vôd do Myjavy v hraniciach 37,3—101,0 l/s. V priemere za rok 1967 reprezentuje tento prítok 66 l/s a v roku 1968 67,6 l/s. V tomto množstve však časť tvorí skrytý prítok podzemných vôd z Malých Karpát. Ku dňu 19. 11. 1968 pomer skrytého prítoku v oblasti Malých Karpát a z viatych pieskov bol 1 :2,64 (S. Gazda in Z. Holéczyová 1968).

Odvodňovanie komplexu viatych pieskov prebieha po celom severnom okraji, a to hlavne v oblasti Horného Šranku a v oblasti Šajdíkových Humeniec prameňmi, no najmä priamym prestupom podzemných vôd do povrchových tokov. Mesačné priemery tohto odtoku za hydrologické roky 1967 a 1968 kolísali v hraniciach 20,0 l/s—216,0 l/s. Priemerný odtok za hydrologický rok 1967 bol 109,9 l/s a za hydrologický rok 1968 — 87,1 l/s.

Sumárne bol z hodnotenej hydrogeologickej štruktúry viatych pieskov dokumentovaný v hydrologickom roku 1967 priemerný odtok podzemných vôd 530,3 l/s, v roku 1968 bol priemerný odtok 401,3 l/s (Z. Holéczyová 1968). Údaje sú nadhodnotené o skrytý odtok podzemných vôd z malokarpatskej oblasti, ktorého separáciu pre celé hodnotené územie nebolo možné vypracovať. Orientačne predpokladaný podiel vôd z malokarpatskej oblasti podáva vyššie uvedená hydrochemická separácia.

Hydrogeologické vrtné práce regionálneho prieskumu IGHP a Vodných zdrojov boli lokalizované pri východnom a severnom okraji, v predpokladaných najpriaznivejších úsekoch odvodňovania, v štyroch profiloch kolmých na smery prúdenia podzemných vôd, a to v profile Šajdíkové Humence (4 vrty — sumárna výdatnosť 8,7 l/s), v profile Horný Šranek — sv. okraj komplexu (4 vrty — sumárna výdatnosť 45,0 l/s), v profile z. od Cerovej—Lieskového (4 vrty — sumárna výdatnosť 14,0 l/s) a v profile prebiehajúcom v smere JZ—SV asi 4 km ssz. od Plaveckého Mikuláša (7 vrtov — sumárna výdatnosť 18,8 l/s); M. Říha 1963 — Z. Holéczyová 1968. Koeficienty filtrácie viatych pieskov na hodnotených vrtoch sa pohybovali v rozmedzí $6{,}38.10^{-5}$ m/s—$2{,}3.10^{-4}$ m/s. Koeficienty filtrácie kvartérneho súvrstvia viatych pieskov so štrkmi na báze sú v rozmedzí 5,96—$6{,}13.10^{-4}$ (Z. Holéczyová 1968).

Hydrogeológia lábskolakšárskeho elevačného pruhu, malackokovalovskej depresie a šaštínskogajarskej elevácie, tvoriacich jednotný elevačný pruh

Ako celok hydrogeologicky málo priaznivé sú neogénne sedimenty v jednotnom elevačnom pruhu, zaberajúcom prakticky celú centrálnu časť Záhorskej nížiny (pozri obr. 2).

V tomto území sa pod malými hrúbkami kvartérnych sedimentov, prípadne priamo na povrchu nachádzajú terciérne sedimenty panónu (v oblasti Šaštínskych Stráží aj sarmatu a nepatrná rozloha bádenu), ktoré tvoria íly s polohami a šošovkami jemnozrnných, často slienitých pieskov, väčšinou bez významnejších zvodnených horizontov. V oblasti Studienky vystupuje i malá rozloha pontu tvoreného pestrými ílmi s polohami pieskov a štrkov. Bližšie údaje o litologickom charaktere tejto oblasti podáva prehľad hydrogeologických vrtných prác uvedených v tabuľke 15.

Celkove z 35 hydrogeologických vrtov (tabuľka 15) dosiaľ realizovaných a evidovaných v tejto oblasti bola väčšina (30) situovaná do súvrství panónu. Podstatná väčšina vrtov dokumentovala polohy a preplástky jemnozrnných, poväčšine zaílovaných pieskov. Výdatnosť jednotlivých vrtov sa pohybuje od nepatrného množstva do 1—2 l/s. Výdatnosť 2—3 l/s je zriedkavá (vrt v oblasti Sekúl a vrt v oblasti Veľkých Levár). Výnimku tvoria dva vrty v oblasti Gajár (13 l/s; 7,69 l/s), ktoré dokumentovali zvodnené horizonty jemnozrnných až strednozrnných pieskov veľkých hrúbok. Z doterajších výsledkov vyplýva, že všetky hydrogeologicky význačnejšie vrty v panóne jednotného elevačného pruhu (vrty pri Sekuliach, Veľkých Levároch a Gajaroch) sa nachádzajú v hraničných oblastiach s kútskou depresiou. Ďalšie štyri hydrogeologické vrty, realizované do malej rozlohy sarmatu v oblasti Šaštína, dokumetovali jeho malú hydrogeologickú priaznivosť s výdatnosťou 0,11 l/s—1,61 l/s na jeden vrt (tab. 15). Významné výdatnosti potvrdil vrt v súvrstviach pontu pri Studienke. Je to hydrogeologický vrt RV-1 (cca 750 m jjz. od obce Studienka — hĺbka 70,3 m).Podstatnú časť vo vrte dokumentovaného súvrstvia pontu tvoria íly a piesčité íly. Z hydrogeologicky priaznivých zvodnených horizontov vrt zachytil význačný zvodnený horizont v úseku 26,0—42,0 m, tvorený striedajúcimi sa polohami jemnozrnných a strednozrnných pieskov s polohami štrkopieskov a pieskovcov (druhý a tretí zvodnený horizont jemnozrnných až strednozrnných pieskov v úseku 48,0—50,6 a v úseku 58,4—59,4 m nemali podstatný hydrogeologický význam). Zvodnený horizont v úseku 26,0—42,0 m mal artézsku vodu s pozitívnym piezometrickým niveau (ustálená hladina +3,28 m nad terénom). Výdatnosť horizontu v úrovni terénu bola 3,26 l/s. Čerpacou skúškou bola dosiahnutá maximálna ustálená výdatnosť 8,6 l/s pri celkovom znížení 7,9 m. Priemerný koeficient filtrácie horizontu bol $1{,}18.10^{-4}$ m/s.

Podobne ako neogénne sedimenty jednotného elevačného pruhu i jeho kvartérne sedimenty majú malý hydrogeologický význam.

Hodnotená oblasť vytvára elevačný pruh s vysoko vyzdvihnutým terciérnym podložím kvartérnych sedimentov, pričom terciérne sedimenty v tejto oblasti vystupujú sčasti priamo k povrchu a sčasti sú prekryté kvartérnymi sedimentami malých hrúbok.

Z kvartérnych sedimentov plošne na jednotnom elevačnom pruhu sú zastúpené vo väčšom rozsahu eolické piesky, štrkopiesčité sedimenty terás Moravy a deluviálne sedimenty.

Tabuľka 15

Tabelárny prehľad hydrogeologických vrtov realizovaných v neogénnych sedimentoch lábsko-lakšárskeho elevačného pruhu, malacko-kovalovskej depresie a v šaštínsko-gajarskej elevácii

Lokalizácia hydrog. vrtu	Hĺbka vrtu m	Zvodnené horizonty neogénu a ich litológia	Vek	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch		Q/S $\frac{\text{výdatnosť l.s}^{-1}}{\text{zníženie m}}$	Čerp. skúškou overený	Zdroj informácie (čísl. správy Geofondu)
				narazená v hĺbke (m)	ustálená m			
Šaštín — severný okraj obce	40,0	2,4—3,5 piesok, jemnozrnný 9,0—13,0 íl silno piesčitý 35,0—35,5 pieskovec jemnozrnný	sarmat	—	—	$\frac{0.11}{7,1}$	II. neogénny horizont	22543
Šaštín — cca 250 m jjv. od mostu cez Myjavu	31,6	26,0—26,2 piesok hrubozrnný	sarmat	26,0	10,8	$\frac{0,16}{10,9}$	neogénny horizont	1709
Šaštín — v strednej časti obce	60,0	51,0—58,0 piesok jemno- až strednozrnný, v spodnej časti hrubozrnný	sarmat	—	—	$\frac{0,4}{7,9}$	neogénny horizont	25170
Šaštín — v jv. časti obce	41,8	21,8—26,5 piesok jemnozrnný	sarmat		−2	$\frac{1,61}{8,42}$	neogénny horizont	24128
Kuklov — 200 m s. od obce	60,0	13,0—28,3 piesok strednozrnný 38,0—42,0 piesok strednozrnný 51,0—55,0 piesok strednozrnný	panón	13,0 38,0 51,0	+1,0	$\frac{1,5}{2,3}$	II. A III. neog. horizont	23117
Kuklov — jz. časť obce	85,0	8,8—13,8 piesok jemno-až strednozrnný 68,4—69,0 piesok jemnozrnný 72,4—73,2 piesok jemnozrnný	panón	9,8 68,4 72,4	−3,8 −3,5 −0,7	$\frac{0,27}{18,52}$	II.a III. neog. horizont	22530
Borský Jur — s. okraj obce	94,0	11,0—11,2 piesok ílovitý 32,0—55,4 piesok drobno—až hrubozrnný 78,3—89,0 piesok jemnozrnný	panón	45,0	−1,6	$\frac{1,35}{5,0}$	II. a III. neog. horizont	7186

Borský Jur — v strednej časti obce	80,0	18,8—20,0 26,6—29,8 66,3—74,0	pieskovec piesok jemnozrnný až prachovitý piesok jemnozrnný	panón	18,9 27,0 69,0	−13,9	0,32 / 9,81	III. neogénny horizont	23957
Borský Jur — 250 m jv. od obce	30,0	—		panón	—	—	neogén negatívny	—	34712
Sekule — 850 m sv. od obce	52,0	18,5—24,0 35,0—47,0	piesok jemnozrnný až prachovitý piesok strednozrnný	panón	18,5 35,0	+1,83	0,82 / 7,73	II. neogénny horizont	19910
Sekule — 300 m vsv. od obce	60,0		striedanie ílov a piesč. ílov — najpiesčitejší interval 16,0—20,3 m	panón	—	preliv 0,5 l/s, 0,15 m nad terénom	2,5 / 10,0	3 intervaly ílov od 14,0—40,0 m	6890
Sekule — 1,5 km v od obce	116,4		striedanie ílov a piesčitých ílov, piesčité íly 41,5—55,0; 87,5—94,0	panón	24,5 40,8 87,0	+0,5	1,75 / 3,56	spolu horizonty piesčitých ílov	7187
Studienka — 3 km ssz. od obce	66,5	54,0—60,8	piesok jemnozrnný ílovitý	panón	54,0	−5,13	0,9 / 15,0	neogénny horizont	21162
Závod — v stredé obce	90,0	71,0—72,4	piesok jemnozrnný ílovitý	panón	14,8	−10,3	0,47 / 12,7	neog. horizont +2 nadložné polohy piesč. ílov	22528
Závod — 300 m jjz. od obce	35,6	11,7—21,0	piesok jemnozrnný ílovitý	panón	11,7	−0,2	2,3 / 2,24	neogénny horizont	3774
Veľké Leváre — 1,0 km v. od obce	85,0	5,5—6,8 11,0—12,8 14,6—18,0 27,0—28,0 38,0—39,0	piesok jemnozrnný s polohami ílu piesok jemnozrnný, ílovitý piesok jemnozrnný piesok jemnozrnný piesok jemnozrnný	panón	14,5 28,0 39,0 47,0 54,4	−2,4	3,12 / 6,0	Spolu III, IV., VI. a VII. neogénny horizont	29633

2. pokračovanie tabuľky 15

Lokalizácia hydrog. vrtu	Hĺbka vrtu m	Zvodnené horizonty neogénu a ich litológia	Vek	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch		Q/S $\frac{\text{výdatnosť } l.s^{-1}}{\text{zníženie m}}$	Čerp. skúškou overený	Zdroj informácie (čísl. správy Geofondu)
				narazená v hĺbke (m)	ustálená m			
Veľké Leváre — 1,0 km v. od obce (pokračovanie)		47,0—51,0 piesok jemnozrnný 54,4—59,0 piesok jemnozrnný 78,0—80,0 piesok jemnozrnný		65,0 78,0 80,5				
Veľké Leváre — 1,5 km vjv. od obce	30,0	18,0—21,3 piesok jemnozrnný 25,0—29,0 piesok jemnozrnný	panón	—	−2,6	$\frac{2,0}{11,8}$	spolu oba neogénne horizonty	10339
Studienka — sz. okraj obce	67,5	54,0—65,0 piesok jemnozrnný	panón	—	−27,6	$\frac{1,0}{5,1}$	neogénny horizont	26078
Studienka — 400 m z. od obce	92,0	19,1—19,4 piesok jemnozrnný 68,6—87,75 piesok jemno a strednozrnný	panón	—	−8,1 −9,14	$\frac{2,0}{8,1}$	spolu oba neogénne horizonty	6886
Studienka — v južnej časti obce	101,45	7,0—8,3 piesok ílovitý 9,5—11,3 piesok ílovitý 13,0—19,5 piesok jemnozrnný 22,0—31,0 piesok ílovitý 88,0—92,0 piesok jemnozrnný	panón	—	−10,0	$\frac{0,9}{19,0}$	posledný neogénny horizont	10212
Studienka — 1 km južne od obce	70,3	25,4—42,0 striedanie polôh pieskov jemno- až strednozrnných a štrkopieskov 48,0—50,4 piesok jemno- až strednozrnný 58,4—59,0 piesok jemnozrnný	pontská oblasť medzi lábsko-lakšárskym elev. pruhom a zohorskou depresiou	27,0 48,6 58,4	+3,28 +2,53 +2,68	$\frac{8,6}{5,7}$	I. neogénny horizont	17399

3. pokračovanie tabuľky 15

Kostolište, JRD	85,0	1,8—11,8 piesok jemnozrnný, ílovitý 17,1—23,1 piesok jemnozrnný ílovitý 73,6—82,6 piesok jemnozrnný, ílovitý	panón	—	−4,6	0,5 / 1,3	neogénne horizonty	RVR Bratislava
Gajary — 1,5 km z. od obce	65,0	43,0—62,5 piesok strednozrnný, v spodnej časti jemnozrnný, ílovitý	panón	—	−0,2	13,0 / 14,95	I. neogénny horizont	16539
Gajary — jz. časť obce	86,5	8,5—14,0 piesok jemnozrnný 17,6—30,0 piesok jemnozrnný 33,5—49,5 piesok jemnozrnný,	panón	8,5	−1,0	7,69 / 5,15	III. neogénny horizont	34707
Gajary — 200 m j. od obce	48,3	13,8—24,5 piesok jemnozrnný ílovitý 31,5—44,3 piesok jemnozrnný	panón	13,8 31,5	−1,9	2,85 / 1,47	II. neogénny horizont	19714
Gajary — 2,2 km jjv. od obce	84,3	8,8—24,7 piesok jemnozrnný 27,9—28,4 piesok jemnozrnný 29,0—49,1 piesok jemnozrnný	panón	18,0 30,0	−2,0	5,0 / 3,29	spolu I. a II. neogénny horizont	4058
Malacky — zámocký park		28,4—29,4 piesok jemnozrnný ílovitý 38,7—39,1 piesok jemnozrnný ílovitý 48,5—49,2 piesok jemnozrnný ílovitý	panón	—	−13,35 −16,4 −17,75	0,167 / —	III. neogénny horizont	1580
Malacky — južný okraj obce	50,0	40,6—48,0 piesok jemnozrnný	panón	—	−4,88	2,86 / 9,19	I. neogénny horizont	28139
Malacky — Kovoslužba — cca 4 km južne od obce	34,0	7,8—31,2 piesok jemnozrnný, prechádzajúci v spodnej časti do štrkopiesku	panón	—	−7,0	0,4 / 1,2	I. neogénny horizont	7401

4. pokračovanie tabuľky 15

Lokalizácia hydrog. vrtu	Hĺbka vrtu m	Zvodnené horizonty neogénu a ich litológia	Vek	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch		Q/S výdatnosť / zníženie l.s^{-1} / m	Čerp. skúškou overený	Zdroj informácie (čísl. správy Geofondu)
				narazená v hĺbke (m)	ustálená m			
Malacky — 1,75 km j. od obce	36,0	18,0—28,0 piesok hlinitý 28,0—30,0 štrkopiesok	panón	18,0	−5,03	8,69 / 7,2	I. neogénny horizont	26938
Plavecký Štvrtok 2,75 km ssz. od obce	42,0	29,0—40,0 piesok slienitý	panón	—	−5,0	3,1 / 11,35	I. neogénny horizont	16333
Plavecký Štvrtok — 1250 m ssz. od obce	31,5	7,0—8,1 piesok hlinitý 18,0—21,5 štrk, štrkopiesok	panón	17,0	−5,6	12,2 / 6,31	II. neogénny horizont	21329
Láb — 700 m sz. od obce	120,0	35,4—39,6 piesok jemnozrnný 60,0—72,3 piesok jemnozrnný 107,9—109,0 piesok jemnozrnný, ílovitý	panón	35,4 60,0	−7,0	1,0 / 13,0	I. a II. neogénny horizont	7809
Láb — 750 m ssz. od obce	105,0	16,0—17,1 piesok jemnozrnný 36,5—40,0 piesok jemnozrnný, ílovitý 70,0—72,4 piesok jemnozrnný	panón	16,0 70,0	Pre nepatrnú výdatnosť neodskúšaný	—	—	7809
Láb — v obci	60,5	41,0—56,0 piesok strednozrnný	panón	41,0	−4,7	6,11 / 8,4	I. neogénny horizont	14402

1. Eolické piesky, jemnozrnné až strednozrnné kremité piesky sa rozprestierajú na celom území elevačného pruhu v centrálnej časti, prevažne však s malými hrúbkami. Miestami tvoria významnejšie presypy (v oblasti Gajár, Kostolišťa, pri Moravskom Jáne, výbežky eolických pieskov šaštínskeho lesa a presypy južne od Lakšárskej Novej Vsi a severne od Veľkých Levár), kde dosahujú hrúbku 2—5 m. Väčší hydrogeologický význam má komplex eolických pieskov v oblasti medzi Veľkými Levármi, Studienkou a Malackami, prerezávaný naprieč riekou Rudavou. Napriek vysoko položenému neogénnemu podložiu i neveľkým hrúbkam eolických pieskov, ich značná rozloha umožnila vytvorenie väčších akumulácií podzemných vôd, odvodňovaných do Rudavy v oblasti medzi Studienkou a Veľkými Levármi prameňmi a priamym prestupom podzemných vôd z eolických pieskov do Rudavy. Z prameňov je to napr. prameň vzdialený asi 2 km jz. od Studienky s výdatnosťou cca 4 l/s a skupina prameňov vzdialená asi 4,5 km jz. od Studienky s celkovou výdatnosťou 20 l/s (nesústavne meranie — E. Kullman 1966).

2. Štrkopiesčité sedimenty terás Moravy, ktoré z geologického hľadiska môžeme rozdeliť na:

a) staropleistocénne — tvorené drobnými štrkmi a pieskami — zachované vo zvyškoch východne od Závodu a západne i severozápadne od Studienky. Plošne väčšiu rozlohu i hrúbku (3—5 m) dosahujú južne od Malaciek (oblasť Vampilu);

b) strednopleistocénne — taktiež zachované v plošne malých zvyškoch južne od Borského Jura (hrúbka štrkov 2—4 m), južne od Moravského Jána a v oblasti Malých Levár (do 8 m) a západne od Kostolišťa (2—3 m);

c) mladopleistocénne terasy — zachované v súvislejšom páse Moravský Ján — Malé Leváre — Gajary. Terasa je najmä západne od Gajár výrazná a plošne rozľahlá. Dosahuje priemernú hrúbku do 5 m (max. 10—15 m).

3. Deluviálne sedimenty — tvorené hlavne pieskami (z viatych pieskov) zahlinenými z podložných ílov a s prímesou štrkov na svahoch terasových zvyškov. Dosahujú hrúbku priemerne 1 m, miestami nad 2 m.

Ako vyplýva z prehľadu o litologickom charaktere kvartérnych sedimentov tohto územia a hlavne z prehľadu o ich hrúbkach nepriaznivé hydrogeologické pomery kvartéru sú hlavne v dôsledku malých hrúbok zvodnených sedimentov. Prispieva tomu i skutočnosť, že kvartérne sedimenty sú vo väčšine nad miestnou eróznou bázou (terasy, duny), čo znemožňuje i v miestach väčších hrúbok vytvorenie väčšieho zvodneného horizontu. Dokumentuje to napr. hydrogeologický vrt v oblasti Veľké Leváre, s hrúbkou kvartérnych sedimentov 14,1 m (hrubozrnné piesky a štrky), avšak s hladinou podzemnej vody v hĺbke 13,0 m pod terénom.

Hydrogeológia ústrednej prehĺbeniny a kútskej depresie

Ústredná prehĺbenina Záhorskej nížiny a jej sv. výbežok — kútska depresia sú budované v podloží kvartérnych sedimentov neogénnymi sedimentmi pliocénu.

Oblasť medzi Kuklovom, Sekulami, Veľkými Levármi a riekou Moravou sedimentmi pontu — pestré íly, miestami so štrkmi a pieskami, v južnej časti ústrednej prehĺbeniny, medzi Malými Levármi, Veľkými Levármi, Vinohrádkom, Vysokou pri Morave a riekou Moravou sedimentmi panónu — vápnité íly, íly, piesky, vzácne štrky.

Litologický charakter súvrství pontu v kútskej depresii ovplyvňuje i jeho hydrogeologickú charakteristiku. Ílovitý charakter súvrstvia s hojnými polohami a šošovkami pieskov umožnil vytvorenie artézskych horizontov prevažne s negatívnym piezometrickým niveau. Ich počet vo vrchnej časti súvrstvia dosahuje päť i viac horizontov. Prevládajú jemnozrnné, často ílovité piesky s hrúbkou prevažne 1—3 m (ojedinele 10 i viac metrov). Zriedkavejšie sú polohy strednozrnných a hrubozrnných pieskov o hrúbkach zhodných s predchádzajúcimi. Od množstva horizontov a ich litologického charakteru závisí i výdatnosť vrtov, ktorá sa pohybuje v širokom rozmedzí (od niekoľkých desatín l/s až po desiatky l/s.). U podstatnej časti vrtov však výdatnosť kolíše od 0,2 l/s do 2,0 l/s (pozri tab. 16).

Južná časť ústrednej prehĺbeniny je budovaná v podloží kvartéru sedimentmi panónu (vápnité íly a íly s polohami a šošovkami pieskov a štrkopieskov). Podstatnú prevahu zvodnených horizontov tvoria jemnozrnné piesky, často zaílované, prevažne v hrúbke niekoľkých metrov, výnimočne 10 i viac metrov. Zriedkavo sa vyskytujú horizonty štrkov a štrkopieskov taktiež s hrúbkou prevažne do niekoľkých m. Pri priaznivých podmienkach možno z jednotlivých vrtov získať významné výdatnosti presahujúce 5—10 l/s (pozri tabuľku 17).

Intenzívny pokles terciérneho podložia v kvartéri severnej časti prehĺbeniny — v kútskej depresii, a na druhej strane jeho stabilizácia v južnej časti ústrednej prehĺbeniny, zapríčinili rozdielne podmienky sedimentácie kvartérnych sedimentov a ich hrúbky, a tým i rozdielne hydrogeologické pomery.

Severovýchodný výbežok ústrednej prehĺbeniny tvorí kútska depresia; výrazne sa prejavila i v kvartéri. Neogénna tektonika, pokračujúca i v kvartéri, vytvorila tektonicky obmedzenú priekopu sj. smeru v priemernej šírke 1—2 km, začínajúcu južne od Brodského a tiahnúca sa v dĺžke asi 14 km až po Leváre. Pokles tohto územia v kvartéri pri súčasnej priaznivej sedimentácii aluviálnych sedimentov Moravy, Myjavy i splavnených a naviatych eolických pieskov vo východnej časti umožnil vytvorenie veľkých hrúbok (maximálne 42 m, v priemere 20—25 m) kvartérnych, hydrogeologicky prevažne priaznivých sedimentov. Tým boli utvorené podmienky pre vznik nádrže podzemných vôd.

Základné hydrogeologické hodnotenia kútskej depresie vrátane celkového zhodnotenia jej zásob vykonal Geologický ústav D. Štúra v rámci základného hydrogeologického výskumu (E. Kullman 1966). Na tieto výsledky nadviazali detailnejšie prieskumy, hodnotiace zásoby podzemných vôd jednotlivých častí nádrže (M. Franzová 1969, M. Nemethyová — E. Jendraššák 1970), ktoré spolu s výsled-

kami lokálnych hydrogeologických vrtov podávajú dobrý obraz o hydrogeologických pomeroch nádrže.

Kvartérne sedimenty nádrže ležia na neogénnom, prevažne ílovitom podloží, tvorenom súvrstvím pontu. Vlastný komplex kvartérnych sedimentov vo svojej vrchnej časti — v oblastiach priľahlých k rieke Morave — je tvorený vo vrchnej časti hlinito-ílovito-piesčitými náplavami, pod ktorými leží komplex štrkov, štrkopieskov a pieskov. Ich najväčšia hrúbka (niekoľko desiatok metrov — max. 42 m) leží v centrálnej, tektonicky obmedzenej poklesnine. V ostatných častiach nádrže je hrúbka štrkopieskov podstatne menšia (v priemere 6—10 m) a v. smerom ich hrúbka sa zmenšuje. Prehľad o hrúbkach kvartérnych sedimentov nádrže podáva obr. 17. Hydrogeologický charakter v dôsledku vzájomného striedania sa štrkov a štrkopieskov s pieskami, ílovitými pieskami a vložkami ílov je značne menlivý. Dokumentujú to i koeficienty filtrácie, ktoré sa pohybujú vo veľkom rozpätí od $8{,}38.10^{-5}$—$1{,}15.10^{-3}$ m/s. Detailnejšie hydrogeologické pomery v centrálnej, najhlbšej časti nádrže zo severu k juhu prostredníctvom vybratých hydrogeologických vrtov podáva tab. 18.

Vlastná nádrž vykazuje zložité podmienky dopĺňania, dokumentované mapou izohydrohyps podzemných vôd z obdobia 18—20.9.1967 (zostavenou E. Kullmanom — pozri obr. 18), ako aj výsledkami hydrochemického hodnotenia (S. Gazda in E. Kullman 1966). Morava s výnimkou vysokých vodných stavov v celom rozsahu kútskej depresie drénuje jej podzemné vody. Smer prúdenia podzemných vôd sa mení v pozdĺžnom smere depresiou zo severu na juh. V severnej časti (oblasť s. od Kútov podzemné vody prúdia v smere SV—JZ. Tento smer si zachovávajú i v oblasti Kútov. V oblasti sútoku Moravy s Myjavou izolínie hladiny podzemných vôd dokumentujú určité drénovanie podzemných vôd Myjavou. Južne od Myjavy pozdĺž celej borskojurskej vyvýšeniny je smer podzemných vôd V—Z. Dokumentuje významné dopĺňanie podzemných vôd nádrže podzemnými vodami borskojurskej vyvýšeniny. Dopĺňanie strednej časti nádrže výlučne nízko mineralizovanými vodami borskojurskej vyvýšeniny potvrdzujú i hydrochemické hodnotenia v období nízkych a priemerných stavov hladín na Morave. (S. Gazda 1966). Odlišná situácia je v oblasti centrálnej poklesnutej časti, kde v dôsledku predispozícií touto poklesnutou priekopovou prepadlinou sa izolínie podzemných vôd postupne stáčajú od vz. smeru až do sj. smeru v južnej časti depresie.

Pri maximálnych stavoch Moravy dochádza k obohacovaniu zásob podzemných vôd nádrže i riekou Moravou. Vplyv vôd Moravy pri vysokých stavoch bol dokumentovaný na dvoch pozorovacích objektoch HMÚ s retardáciou tohto vplyvu na podzemné vody dva týždne až 1 mesiac, a to v závislosti od vzdialenosti merného objektu od rieky Moravy (M. Némethyová — E. Jendraššák 1970).

Južná časť centrálnej depresie viedenskej panvy zasahuje na naše územie iba časťou — s východným ohraničením — v oblasti Gajary — Vysoká pri Morave. Táto

Tabelárny prehľad hydrogeologických vrtov realizovaných v neogénnych sedimentoch kútskej depresie

Tabuľka 16

Lokalizácia hydrog. vrtu	Hĺbka vrtu m	Zvodnené horizonty neogénu a ich litológia	Vek	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch		Q/S $\frac{\text{výdatnosť } l.s^{-1}}{\text{zníženie m}}$	Čerp. skúškou overený	Zdroj informácie (čísl. správy Geofondu)
				narazená v hĺbke (m)	ustálená m			
Kúty — cca 2250 m sz. od obce	107,6	26,8—29,3 piesok jemnozrnný 44,8—48,0 piesok jemnozrnný ílovitý 52,0—55,0 piesok jemnozr. ílovitý 82,0—84,0 piesok jemnozr. ílovitý 101,7—103,8 piesok jemnozrnný až strednozrnný	pont	—	−5,2	$\frac{0,175}{15}$	V. neogénny horizont	4839
Kúty — cca 1450 m ssz. od obce	45,0	7,8—9,0 piesok jemnozrnný 17,0—17,6 piesok strednozrnný 17,6—19,6 piesok hrubozrnný 20,4—22,4 piesok jemnozrnný 24,0—29,4 piesok strednozrnný slabo ílovitý 29,5—38,1 štrk, lokálne slabo ílovitý 39,0—42,6 štrk	pont	—	−1,02	$\frac{29,4}{4,68}$	spolu odskúš. II.III. IV. a VII. horizont	4839
Kúty — cca 400 m vsv. od obce	21,5	8,1—10,2 piesok jemnozrnný 16,4—18,0 piesok jemnozrnný ílovitý	pont	6,0 16,4	– −1,5	$\frac{0,15}{8,5}$	II. neogénny horizont	22893

1. pokračovanie tabuľky 16

Kúty — cca 800 m vsv. od obce	39,5	34,0—38,3 piesok jemnozrnný s prímesou ílu 38,3—39,5 piesok jemnozrnný	pont	—	−1,5	negatívny	—	4839
Kúty — cca 1600 m vsv. od obce	104,0	47,0—53,0 piesok jemnozrnný hlinitý 65,0—70,0 piesok jemnozrnný hlinitý 87,0—89,0 piesok jemnozrnný	pont	—	−0,2	0,8 / 31,0	spolu všetky 3 neogénne horizonty	28466
Kúty cca 2000 m vsv. od obce	62,0	50,6—56,5 pieskovec jemnozrnný 56,5—57,0 piesok jemnozrnný	pont	57,4	−3,8	0,25 / 15,65	spolu oba neog. horizonty	19304
Sekule cca 2500 m zsz. od obce	27,6	2,7—6,5 štrk piesčitý (Q) 11,5—14,5 piesok stredno-až hrubozrnný	pont	—	—2,5	0,12 / 2,0	spolu kvartér s neog. horizontom	22887
Sekule — cca 500 m sz. od obce	66,0	28—32,0 piesok jemnozrnný 44,0—53,0 piesok jemnozrnný s polohami ílu 57,0—58,0 piesok jemnozrnný	pont	28,0 48,0 57,0	−1,98	0,46 / 14,49	spolu 3 neog. horizonty	18705
Sekule — sev. okraj obce	60,0	34,5—39,0 piesok jemnozrnný 57,0—57,3 piesok jemnozrnný	pont	34,5 57,0	−3,2	0,26 / 18,0	oba neogén. horizonty	18463
Moravský Ján — cca 3 km južne od obce	92,0	36,3—37,0 piesok jemnozrnný 45,3—46,5 piesok jemnozrnný až prachovitý 66,3—74,7 piesok jemnozrnný 74,7—75,7 štrkopiesok 81,6—84,0 piesok jemnozrnný, ílovitý	pont	36,3 66,9	−2,2 −1,43	1,7 / 3,75	neogén III. neog. horizont	17399

2. pokračovanie tabuľky 16

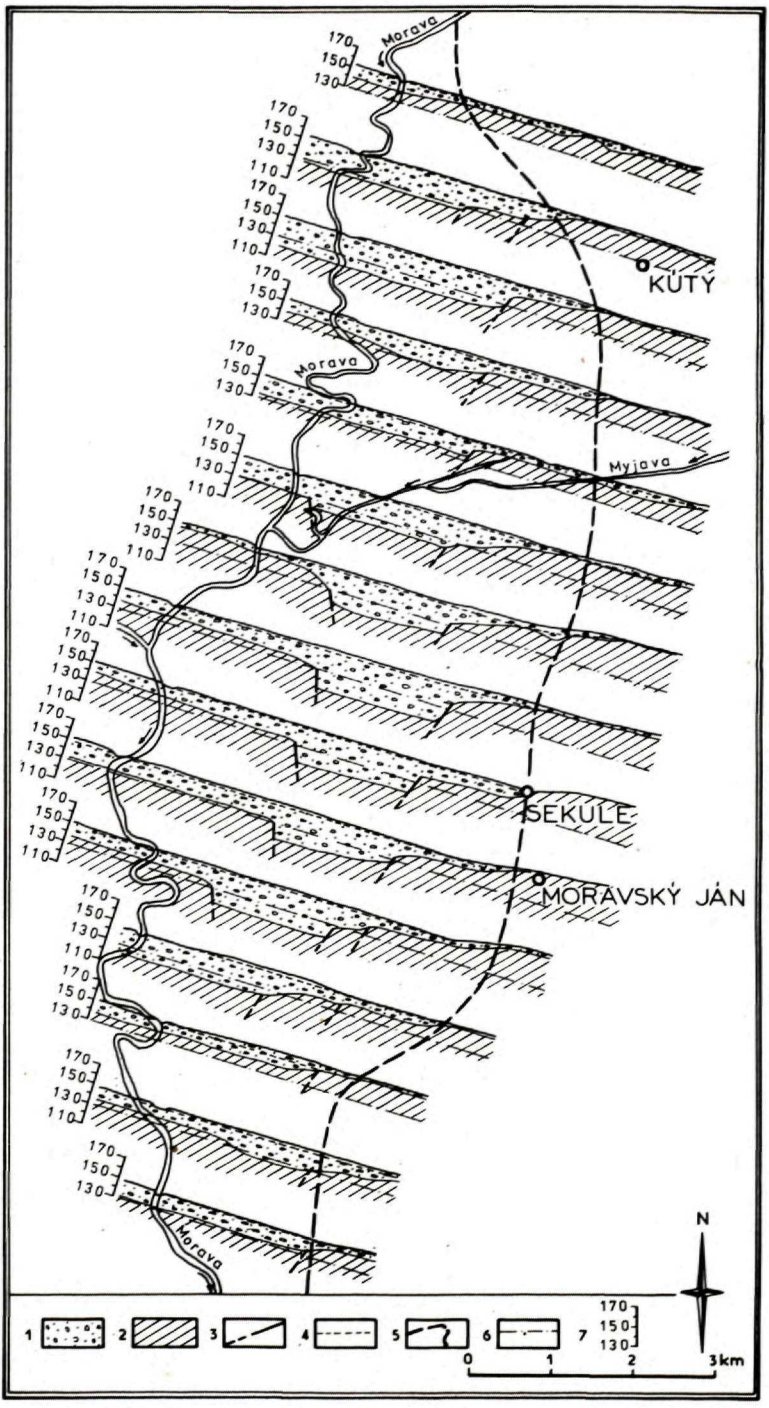
Lokalizácia hydrog. vrtu	Hĺbka vrtu m	Zvodnené horizonty neogénu a ich litológia	Vek	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch		Q/S $\frac{\text{výdatnosť}}{\text{zníženie}}$ $\frac{\text{l.s}^{-1}}{\text{m}}$	Čerp. skúškou overený	Zdroj informácie (čísl. správy Geofondu)
				narazená v hĺbke (m)	ustálená m			
Závod — cca 1,5 km zjz. od obce	43,0	14,4—18,4 piesok jemnozrnný slabo ílovitý 36,7—39,9 piesok jemnozrnný	pont	14,4 36,7	−4,9	$\frac{1,0}{2,9}$	neogén, spolu I. a II. neog. horizont	23947
M. Leváre — 2 km ssz. od obce	96,0	27,0—46,0 piesok 89,0—92,8 piesok	pont	27,0 36,0	−0,45	$\frac{6,06}{7,04}$	neogén oba neogén horizonty	31995
M. Leváre — cca 400 m s. od obce	85,0	70,0—79,0 piesok jemno-až strednozrnný 79,0—82,0 štrk drobnozrnný	pont	70,0	±0	$\frac{3,23}{6,5}$	neogén oba neogén. horizonty	20317
M. Leváre cca 200 m s. od obce	63,9	18,6—29,4 piesok jemnozrnný 40,2—53,8 piesok jemnozrnný 53,7—56,2 štrk 56,2—59,2 piesok jemnozrnný	pont	—	−0,45	$\frac{2,0}{1,35}$	neogén III. neog. horizont	5572
M. Leváre — v obci	44,0	8,0—24,0 piesok jemnozrnný 32,5—41,5 piesok jemnozrnný	pont	8,0 32,5	−2,6 −3,1	$\frac{5,26}{11,73}$	neogén II. neogénny horizont	31139
Sekule — sv. okraj obce	92,3	7,4—13,5 piesok ílovitý 54,0—58,0 pieskovec	pont	—	—	neodskúšaný	—	6890

3. pokračovanie tabuľky 16

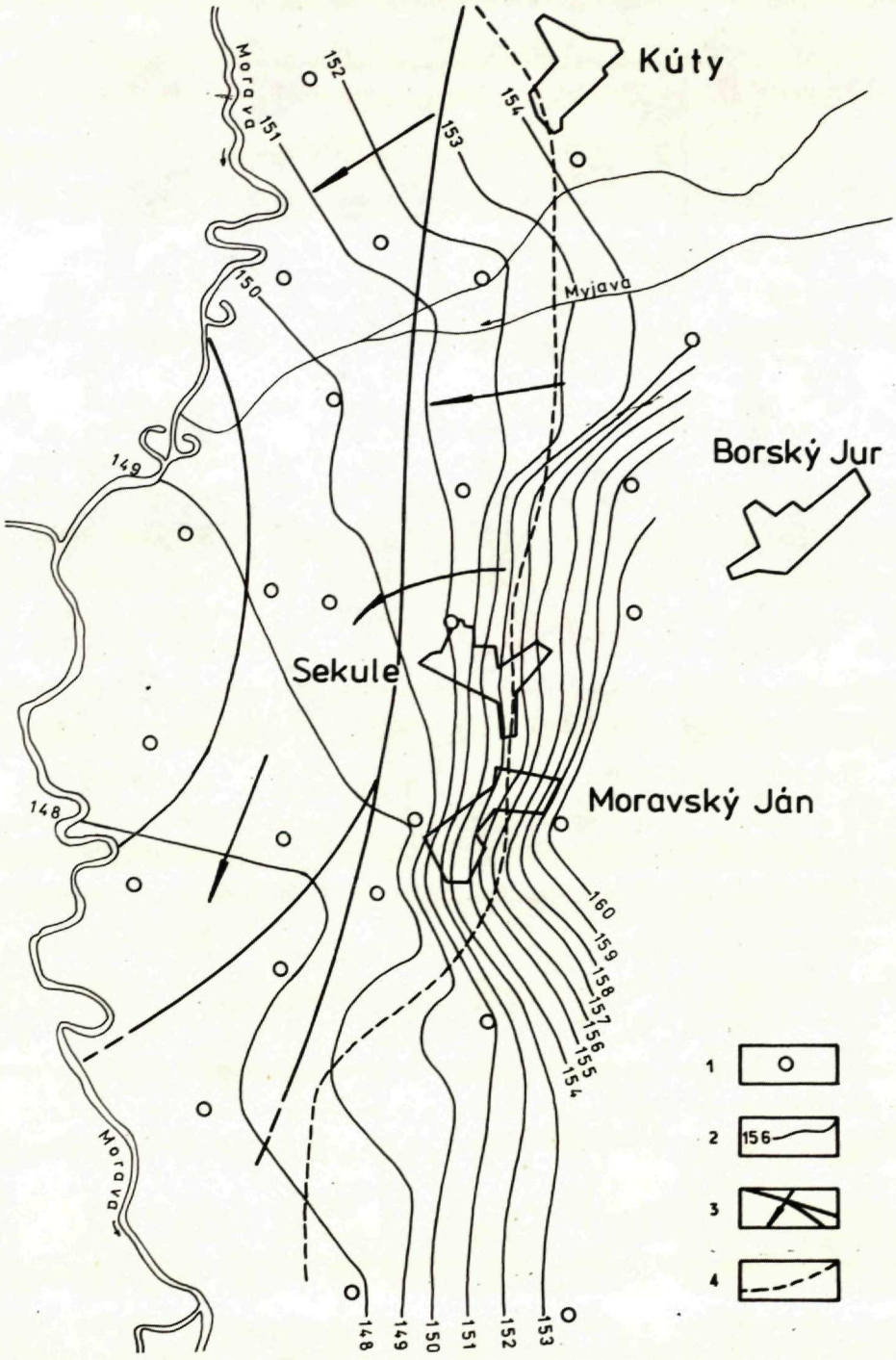
Sekule — 400 m j. od obce	35,0	13,5—20,0 26,5—30,0	piesok jemnozrnný slienitý piesok jemnozrnný slienitý	pont	13,5 26,5	±0	0,88 / 9,16	spolu oba neogénne horizonty	19301
Moravský Ján sz. okraj obce	20,0	17,0—19,5	piesok stredno-až hrubozrnný	pont	10,7 18,6	−6,67	0,84 / 4,5	neogénny horizont	14106
Moravský Ján — v obci	84,0	10,0—15,0 33,0—43,0 68,0—71,0	piesok jemnozrnný ílovitý piesok jemnozrnný, ílovitý piesok jemnozrnný, ílovitý	pont	39,0 68,0	preliv 0,185 l/s 0,5 m nad ter.	1,0 / 7,6	spolu II. a III. neogénny horizont	31119
Moravský Ján — južná časť obce	16,5	7,6—13,5	piesok jemnozrnný, až prachovitý, ílovitý	pont	—	+0,4	0,66 / 3,0	neogénny horizont	18280
Veľké Leváre — cca 750 m s. od obce	33,15	3,2—10,2 10,2—15,9 15,9—19,1 26,9—27,3 29,2—30,5	piesok jemnozrnný štrkopiesok piesok jemnozrnný piesok jemnozrnný piesok jemnozrnný	pont	—	−1,97	2,5 / 1,98	neogénny horizont štrkopieskov	4060

Tabelárny prehľad hydrogeologických vrtov realizovaných do neogénnych sedimentov ústrednej prehĺbeniny (mimo kútskej depresie) Tabuľka 17

Lokalizácia hydrog. vrtu	Hĺbka vrtu m	Zvodnené horizonty neogénu a ich litológia	Vek	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch narazená v hĺbke (m)	Hladina podz. vody v neog. sedimentoch ustálená m	Q/S $\frac{\text{výdatnosť}}{\text{zníženie}}$ $\frac{\text{l.s}^{-1}}{\text{m}}$	Čerp. skúškou overený	Zdroj informácie (čísl. správy Geofondu)
Jakubov — 3 km z. od obce	35,0	19,0—24,0 štrkopiesok zaílovaný 24,0—33,4 piesok jemnozrnný	panón	24,0	−1,8	$\frac{4,3}{2,32}$	zvodnený nadložný kvartér spolu s neog. horizontom	13791
Suchohrad — v obci	28,0	13,0—16,0 piesok jemnozrnný 16,0—21,0 piesok jemnozrnný so štrkom	panón	16,0	3,9	$\frac{5,8}{8,25}$	I. neog. horizont s možným prepoj. s kvart. vodami	16538
Jakubov — sz. okraj obce	70,0	54,2—65,5 piesok jemnozrnný, ílovitý	panón	54,2	−0,7	$\frac{7,0}{6,2}$	I. neogénny horizont	11952
Suchohrad — 400 m jv. od obce	52,0	33,0—49,0 piesok jemnozrnný	panón	33,0	−3,04	$\frac{16,0}{1,96}$	silne zvodnený nadložný kvartér spolu s neog. horizontom	17115
Suchohrad — cca 2,2 km jjv. od obce	35,0	11,8—13,0 pieskovec 13,0—21,6 piesok jemnozrnný	panón	13,0	−2,3	$\frac{1,0}{2,15}$	I. neogénny horizont + nadložný kvartér	16561
Vysoká — 3 km ssz. od obce	55,5	37,0—40,0 štrkopiesok 40.0—49,5 piesok strednozrnný 49,5—52,0 štrkopiesok	panón	37,0	−3,5	$\frac{12,5}{3,03}$	I. neogénny horizont	16808



Obr. 17 Schematická profilová mapa kútskej nádrže podzemných vôd kvartérnych sedimentov. (Zostavil E. Kullman 1966 a reambuloval na základe novších vrtných prác v roku 1976)
1 — piesky, štrkopiesky a štrky s polohami a medzivrstvičkami ílov (kvartér); 2 — íly, piesčité íly, jemnozrnné sľudnaté piesky (neogén); 3 — zlomy; 4 — hladina podzemných vôd; 5 — okraj nádrže; 6 — profilová línia (os preklopenia profilu); 7 — nadmorská výška v m n. m.

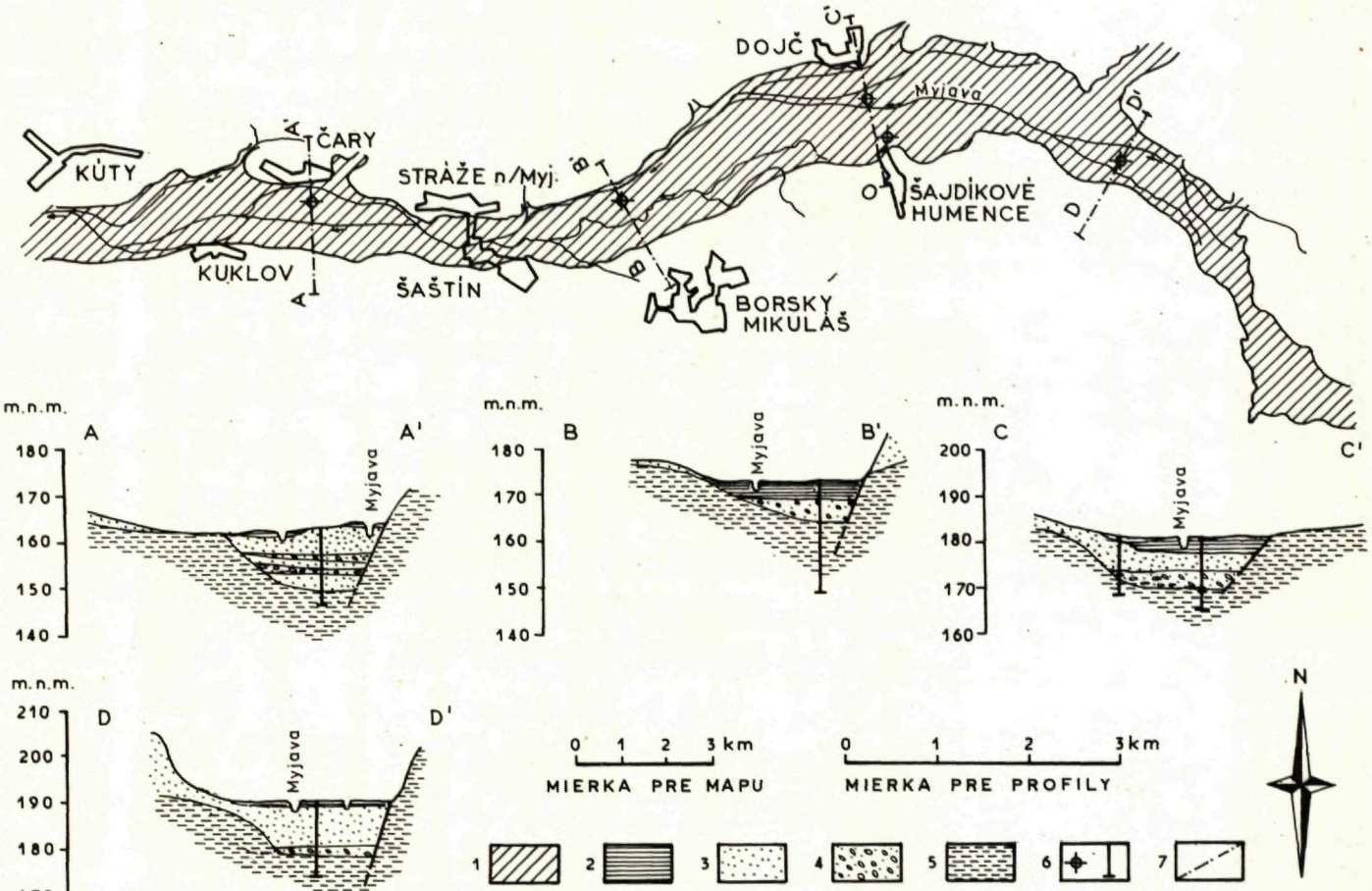


Obr. 18 Mapa izohydrohyps podzemných vôd kvartérnych sedimentov kútskej nádrže. (Zostavil E. Kullman 1976)

1 — pozorovacie objekty ; 2 — izohydrohypsy a smery prúdenia podzemných vôd zostavené ku dňu 19. 9. 1967 ; 3 — tektonické línie ; 4 — okraj nádrže.

Prehľad vybraných hydrogeologických vrtov charakterizujúcich hydrogeologické pomery kvartéru kútskej depresie od severu k juhu Tabuľka 18

Vrt	Lokalizácia	Hrúbka kvart. sedim. m	Litológia	Špecif. výdatnosť l/s na 1 m zníž.	Maximálna dosiahnutá ustálená výdatnosť l/s/m	Koeficient filtrácie m/s
						autor
RV-6	cca 1,1 km jz. od Brodského	8,7	striedanie rôznorodých pieskov s pieskoštrkom a štrkopieskom	1,1	2,7/2,5	$1{,}8.10^{-4}$ Kullman, 1966
HK-2	cca 1,6 km zsz. od obce Kúty	29,0	Piesok stredno-až hrubozrnný s prímesou štrku a s polohami jemnozrnných, lokálne zaílovaných pieskov	12,3	62,0/6,0	$4{,}11.10^{-4}$ Franko, 1958
HS-2	cca 2 km zjz. od Kútov	26,0	štrkopiesok, v strednej a spodnej časti s vložkami ílu a organickými zvyškami dreva	6,4	35,2/5,0	$3{,}61.10^{-4}$ Jendraššák, 1969
K-13	2 km jz. od obce Kúty	17,3	štrkopiesok s polohami rôznozrnného piesku, lokálne hlinitého a s polohami hliny	6,08	25,8/4,0	$1{,}15.10^{-3}$ Kullman 1966
HS-3	cca 3,3 km ssz. od Sekúl	29,1	vo vrchnej časti striedanie štrku a ílu v strednej časti štrkopiesok, v spodnej časti hrubozrnný piesok	4,9	33,3/5,99	$2{,}58.10^{-4}$ Némethyová-Jendraššák 1970
RV-8	cca 1,5 km sz. od Sekúl	24,3	štrkopiesok miestami so slabými vložkami ílu	4,3	18,3/6,0	$5{,}45.10^{-4}$ Kullman 1966
RV-7	cca 2,25 km zsz. od Sekúl	41,2	striedanie štrkopieskov s pieskoštrkmi a pieskami s ojedinelými tenkými polohami ílu. V spodnej časti jemnozrnné sľudnaté piesky	6,1	35,7/5,3	$8{,}24.10^{-4}$ Kullman, 1966
MJ-2	cca 2,0 km zjz. jz. od Mor. Jána	23,0	vo vrchnej časti štrkopiesky a pieskoštrky s polohami jemno-až strednozrnných pieskov a piesčitých ílov v spodnej časti strednozrnné a hrubozrnné piesky s vložkami ílu	5,0	30,0/5,45	$2{,}48.10^{-4}$ Pekař, 1959


DOJČ
Myjava
KÚTY
TČARY
STRÁŽE n/Myj.
ŠAJDÍKOVÉ HUMENCE
KUKLOV
ŠAŠTÍN
BORSKÝ MIKULÁŠ
A
A'
B
B'
C
C'
D
D'
m.n.m.
180
170
160
150
140
200
190
210
0 1 2 3 km
MIERKA PRE MAPU
MIERKA PRE PROFILY
N
1
2
3
4
5
6
7

časť centrálnej depresie, na rozdiel od časti severnej, tvoriacej kútsku depresiu, sa v kvartéri neprejavila výraznejšími poklesmi, čoho dôkazom je relatívne malá a málo sa meniaca hrúbka kvartérnych sedimentov a to v celom úseku rieky od kútskej depresie po čiastkovú zohorsko-marcheggskú depresiu. Hrúbka kvartérnych sedimentov sa pohybuje v medziach 10—15 m. Vo vrchnej časti ich tvoria 2—4 m hrubé povodňové kaly, pod ktorými je 6—12 m pieskoštrkových náplavov.

Uvedené geologické pomery sa odrážajú aj v hydrogeologickom charaktere územia. Oblasť bola po hydrogeologickej stránke overená hydrogeologickými vrtmi, z ktorých hydrogeologické pomery v severnej časti dokumentuje hydrogeologický vrt K-15 (cca 3,5 km zjz. od Gajár), v južnej časti hydrogeologický vrt K-14 (asi 1,5 km s. od Vysokej pri Morave). Po hydrogeologickej stránke v severnej časti boli dokumentované priaznivejšie hydrogeologické pomery kvartérnych sedimentov, budovaných prevažne štrkopiesčitým, málo zahlineným materiálom. Pri dlhodobej čerpacej skúške na vrte K-15 bola dokumentovaná maximálna ustálená výdatnosť 20,2 l/s pri znížení hladiny podzemnej vody o 3,5 m. Priemerný koeficient filtrácie v okolí vrtu je $1{,}9.10^{-3}$ m/s. V južnej časti boli dokumentované menej priaznivé hydrogeologické pomery kvartérnych sedimentov, tvorených prevažne jemnozrnnými až hrubozrnnými pieskami, lokálne značne hlinitými. Čerpacia skúška na vrte K-14 v tejto oblasti dokumentovala maximálnu ustálenú výdatnosť 3,95 l/s pri znížení hladiny podzemných vôd o 3,52 m. Priemerný koeficient filtrácie v okolí vrtu je $6{,}12.10^{-4}$ m/s.

Hydrogeológia kvartérnych sedimentov alúvia rieky Myjavy

Z hľadiska hydrogeologických pomerov treba osobitne hodnotiť hydrogeologické pomery alúvia Myjavy. Tvorí severnú hranicu hodnoteného územia a leží na viacerých neogénnych tektonických jednotkách.

Alúvium rieky Myjavy (v oblasti od Jablonice až po jej sútok s riekou Moravou o priemernej šírke 1—2 km) má v jednotlivých profiloch blízke geologické pomery kvartérnych sedimentov, ktorých rozloženie (hlavne poloha štrkov v spodnej časti) je ovplyvnené asymetriou údolia, spôsobenou zvýšenou pravobrežnou eróziou. (obr. 19)

Celkovú hydrogeologickú charakteristiku kvartérnych sedimentov rieky Myjavy dostatočne dokumentuje 5 vybraných hydrogeologických vrtov, situovaných medzi Jablonicou a ústim Myjavy do Moravy (tab. 19).

Z výsledkov hydrogeologických vrtných prác vyplýva, že hydrogeologický prazni-

Obr. 19 Schematická mapa a geologické profily aluviálnych náplavov Myjavy. Zostavil E. Kullman 1976
1 — rozsah aluviálnych náplavov; 2 — povodňové hliny; 3 — piesky; 4 — štrky a štrkopiesky (2—4 kvartér); 5 — íly (neogén); 6 — hydrogeologické vrty (v mape, v profiloch); 7 — profilová línia.

vé alúvium je v oblasti medzi Senicou a Šajdíkovými Humencami s výdatnosťou 10—12 l/s z jednotlivých hydrogeologických vrtov a s priemerným koeficientom filtrácie zvodnených kvartérnych sedimentov medzi 3,9—4,1.10^{-4} m/s.

Nepriaznivejšie hydrogeologické pomery má alúvium Myjavy v oblasti Borský Mikuláš — Čáry s dokumentovanou výdatnosťou 2,0—3,0 l/s z jednotlivých vrtov a s priemerným koeficientom filtrácie zvodnených kvartérnych sedimentov medzi 1,3—3,1.10^{-4} m/s

Hydrogeologicky veľmi priaznivé kvartérne sedimenty má alúvium Myjavy v oblasti sútoku Myjavy s Moravou, kde došlo k väčšej sedimentácii kvartérnych sedimentov v oblasti kútskej depresie (pozri hydrogeologické zhodnotenie kútskej depresie).

Hydrogeologická bilancia a zásoby podzemných vôd vodárensky významných kvartérnych oblastí Záhorskej nížiny

Výsledky zhodnotenia hydrogeologických pomerov kvartéru a najvrchnejších častí neogénu v Záhorskej nížine dokumentovali hlavný hydrogeologický význam kvartérnych sedimentov s významnými zásobami podzemných vôd v nasledovných kvartérnych hydrogeologických štruktúrach a oblastiach:
Zohorská depresia
Ústredná prehĺbenina a kútska depresia
Komplex eolických pieskov lakšárskej elevácie

Hodnotenie infiltrácie zo zrážok a koeficientov akumulácie podzemných vôd v oblasti Záhorskej nížiny

Medzi základné problémy správneho vyčíslenia hydrologických bilancií patrí riešenie infiltrácie zo zrážok, ktoré v oblastiach doplňaných výlučne zrážkovými vodami možno stotožniť so špecifickým odtokom podzemných vôd. Pred regionálnym vyhodnotením hydrogeologických pomerov Záhorskej nížiny základným hydrogeologickým výskumom nejestvovali podrobnejšie kvantitatívne hodnotenia infiltrácie zo zrážok do kvartérnych sedimentov.

Pred obdobím realizácie základného hydrogeologického výskumu Záhorskej nížiny sa tomuto problému venovali v Maďarsku — v blízkych klimatických a geologických podmienkach oblasti Záhorskej nížiny (tab. 20). Došli k záveru, že celkový povrchový a podpovrchový odtok v oblasti tvorenej eolickými pieskami je nepatrný až nulový, a že celkový úhrn zrážok sa spotrebuje na evapotranspiráciu (K. Übel 1962). K. Übel dokonca konštatoval, že ak v týchto podmienkach hladina podzemnej vody leží hlbšie ako 7—10 m (platí pre značnú časť nami hodnotených

Charakteristické hydrogeologické vrty v alúviu rieky Myjavy

Vrt	Lokalizácia	Mocnosť kvart. sedimen. m	Litológia	Špecif. výdatnosť l/s na 1 m zníž.	Maximálna dosiahnutá ustálená výdatnosť Q/S v l/s/m	Koeficient filtrácie m/s Autor
K-12	cca 1150 m južne od žel. stanice Senica	11,7	Vo vrchnej časti pod malou hrúbkou hliny, piesok jemne- až strednozrnný., v spodnej časti pieskoštrk, z vrchu prevažne drobný dospodu hrubý	2,3	10,5/6,0	$3,94.10^{-4}$ Kullman, 1966
K-11	cca 1170 m ssz. od okraja obce Šajdíkové Humence	10,7	vo vrchnej časti hlina a prachovo piesčitý íl. V strednej časti jemnozrnný piesok. V spodnej časti štrkopiesok, prechádzajúci na báze kvartéru do hrubého pieskoštrku	2,8	12,3/0,5	$4,08.10^{-4}$ Kullman, 1966
K-17	cca 750 m ssz. od stanice Borský Mikuláš	9,0	pod polohou hliny, ílu a piesčitého íl u (do 4 m) štrkopiesok až hrubý strkopiesok	1,3	3,1/2,53	$3,14.10^{-4}$ Kullman, 1966
K-16	500 m j. od obce Čáry	10,5	vo vrchnej časti polohy hliny, jemnozrnného piesku a prachovitého íl u (do 3 m), dospodu strednozrnný piesok prechádzajúci do pieskoštrku až štrkopiesku	1,0	2,22/2,48	$1,3.10^{-4}$ Kullman, 1966
K-13	2 km jz. od obce Kúty	17,3	štrkopiesok s polohami rôznozrnného piesku, lokálne hlinitého a s polohami hliny	6,08	25,8/4	$1,15.10^{-3}$ Kullman, 1966

Tabuľka 20

Porovnávacia charakteristika zrážkových a teplotných pomerov študovaných oblastí v Maďarsku a v Záhorskej nížine

Hydrologický rok		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Ročný priemer
piesočná oblasť v Maďarsku študovaná K. Übelom (priemer 1951—1960)	zrážky	52,3	51,5	38,5	38,7	30,8	39,2	71,4	74,3	67,7	48,8	29,1	39,9	582
	teplota vzduchu	+5	+1,8	−1,3	−0,2	+4,6	+10,7	+15,6	+19,8	+21,5	+20,6	+16,0	+10,3	10,4
viate piesky Záhorskej nížiny v oblasti Cerová Lieskové—Senica—Bílk. Humence	zrážky	31,3	33,6	19,5	54,5	21,9	48,0	63,1	63,1	66,5	33,8	18,8	62,2	516
Zrážkomerná a klimatická stanica Borský Mikuláš 1961	teplota vzduchu	+6,08	+3,12	−2,6	+6,96	12,8	12,6	18,5	17,7	18,6	16,8	11,74	10,78	11,06

oblastí), za daného rozloženia zrážok sa nemôže prejavovať hlboké presakovanie po hladinu podzemných vôd. Z tohto pohľadu by na zásobovanie podzemných vôd v prevažnej časti Záhorskej nížiny nemala vo významnejšej miere vplývať infiltrácia zo zrážok vlastného územia.

V rámci základného hydrogeologického výskumu Záhorskej nížiny bola venovaná značná pozornosť tejto otázke. Bola vybratá oblasť viatych pieskov medzi Cerovou — Lieskovým, Senicou, Borským Petrom a Bílkovými Humencami. Je to severná časť vyššie opísaného komplexu viatych pieskov, doplňaná prakticky iba zrážkovými vodami. Na základe nesústavných meraní v hydrologicky ustálenom období roku 1961 bol dokumentovaný špecifický odtok podzemných vôd v hodnote 3,54 l/s/km^2 (E. Kullman 1965). Tento poznatok bol vo veľkom protiklade s poznatkami K. Übela (1962). Na základe doplňujúcich nesústavných meraní vo veľmi suchých obdobiach 1962—1963 bola hodnota špecifického odtoku podzemných vôd pre účely hydrogeologických bilancií a výpočtov zásob redukovaná na 1,75—2,8 l/s/km^2 (priemer 2,27 l/s) v dôsledku predpokladu o malom rozkyve prietoku v priebehu roku (E. Kullman 1966). Výsledky podrobného regionálneho prieskumu súhlasnej oblasti, založené na sústavných meraniach (Z. Holéczyová 1968), ukázali neoprávnenosť redukovaných údajov vplyvom podstatne menšej vyrovnávacej schopnosti viatych pieskov voči predpokladom a potvrdili tak správnosť pôvodných výsledkov (3,54 l/s/km^2 — E. Kullman 1965).

Z. Holéczyová na základe sústavných meraní odtoku podzemných vôd komplexu viatych pieskov v oblasti Cerová—Lieskové—Šajdíkove Humence za hydrologické roky 1967—1968 dokumentovala v roku 1967 priemerný špecifický odtok podzemných vôd 4,08 l/s/km^2 a v roku 1968 3,6 l/s/km^2.

Pre sološnickú nádrž podzemných vôd bol špecifický odtok za rok 1972 vyčíslený na základe sústavných meraní ako spoločná hodnota odtoku podzemných vôd zo zrážok a z priamej dotácie z Malých Karpát v priemere na 5,75 l/s/km^2. Rozčlenený bol na základe zhodnotenia prietočného profilu súbežného s okrajom Malých Karpát, a to na špecifický odtok podzemných vôd zo zrážok v hodnote 4,58 l/s/km^2 a na prestup podzemných vôd z Malých Karpát v hodnote 105 l/s (A. Šubová 1973).

Na základe doterajších poznatkov ako s najreálnejšou hodnotou priemerného špecifického odtoku podzemných vôd zo zrážok v oblasti Záhorskej nížiny možno počítať zhruba s hodnotou 3,5—4,0 l/s/km^2. S touto hodnotou možno uvažovať pri riešení hydrologických bilancií jednotlivých hydrogeologicky významných štruktúr Záhorskej nížiny v priemerných hydrologických rokoch. V extrémne suchých rokoch hodnota špecifického odtoku podzemných vôd klesá až pod 3,0 l/s/km^2, ako to dokumentujú zrážkovo-výparové vzťahy pre stanicu Malacky v roku 1962 (2,98 l/s/km^2).

Pre hodnotenie celkových akumulovaných množstiev podzemných vôd v jednotlivých hydrogeologických štruktúrach popri správnom určení celkového zvodneného

Tabuľka hodnôt laboratórne zisteného koeficienta akumulácie podzemných vôd viatych pieskov Záhorskej nížiny

Tabuľka 21

Hydrogeol. vrt	Hĺbka odobratej vzorky v m	Opis	Zrnitosné pomery — % jednotlivých frakcií									Úplná vodonasýtenosť v %	Vodonasýtenosť. max. mol. zóny v %	Koeficient akumulácie podzemných vôd
			15	7	4	2	1	0,5	0,25	0,1	< 0,1			
K-1	4,0—5,0	piesok jemno- až veľmi jemnozrnný (podľa klasif. Sergejova)	—	—	—	0,35	1,59	13,07	38,33	44,17	2,49	25,7	5,8	0,20
	23,0—24,0	piesok veľmi jemno- až jemnozrnný s ojedinelými valúnmi	—	—	1,04	1,0	0,75	10,02	45,86	39,28	2,05	26,3	7,5	0,19
	50,0—51,0	piesok veľmi jemno- až jemnozrnný	—	—	—	0,20	0,99	14,03	44,48	37,15	3,15	24,8	6,3	0,19
	71,0—72,0	piesok veľmi jemno- až jemnozrnný s ojedinelými valúnmi	—	—	1,54	1,35	1,14	11,6	44,92	36,07	3,38	27,1	12,9	0,14
K-10	8,0—9,0	piesok jemnozrnný až veľmi jemnozrnný				0,05	0,43	7,72	38,49	49,61	3,7	26,8	6,3	0,20
	26,0—27,0	piesok veľmi jemnozrnný až jemnozrnný hlinitý	—	—	—	0,13	0,79	10,9	42,7	36,35	9,12	26,0	17,8	0,09
RV-9	11,0—12,0	piesok rôznozrnný s ojedin. valúnmi	—	—	2,93	7,58	9,86	23,7	35,49	19,77	0,70	24,1	10,1	0,14
	26,0—27,0	piesok rôznozrnný	16,3	6,24	3,68	2,11	3,73	18,06	27,5	19,23	2,61	25,0	8,3	0,17
	44,0—45,0	piesok veľmi jemno- až jemnozrnných s ojedinelými valúnmi	—	—	1,02	1,32	3,43	15,04	44,98	32,25	1,96	26,8	15,0	0,12

Bilancia a zásoby podzemných vôd zohorskej depresie

Bilančné hodnotenie a zásoby podzemných vôd sološnickej nádrže

Základná stavba nádrže je daná tektonikou depresie, t. j. poklesom ústrednej časti nádrže pozdĺž okrajového malokarpatského zlomu na V až JV, pozdĺž lábskych zlomov na Z až SZ a pozdĺž priečneho lakšárskeho zlomu na SV a pravdepodobne, i na JZ, pozdĺž priečneho zlomu vybiehajúceho od Rohožníka.

Ústredná poklesnutá časť nádrže zaberá rozlohu 64,7 km^2 pri priemernej hĺbke 50—60 m zvodnených kvartérnych sedimentov. Celá plocha nádrže vrátane priľahlých zberných území zaberá plochu 85,5 km^2. Detailnejšiu geologickú charakteristiku nádrže podáva mapa geologických rezov sološnickou nádržou (obr. 3), tvoriaca podklad pre výpočet dynamických, a najmä akumulovaných zásob podzemných vôd nádrže.

Bilancia podzemných vôd sološnickej nádrže a výpočet je dynamických zásob podzemných vôd

Nádrž je doplňaná zrážkovými vodami vlastného územia, povrchovými vodami z pohoria i nížiny a priamym prestupom podzemných vôd z Malých Karpát, v menšom rozsahu z lakšárskej elevácie. Odvodňovaná je povrchovým tokom Rudavy, do ktorého prestupujú podzemné vody nádrže v oblasti pred lábskymi zlomami.

Na základe poznania hydrogeologických okrajových podmienok môžeme konštatovať, že v tejto oblasti nie sú významnejšie skryté prestupy podzemných vôd z nádrže do sedimentov nížiny. Doplňanie podzemných vôd nádrže skrytým prestupom podzemných vôd zo susedných oblastí nížiny prichádza do úvahy prakticky iba z oblasti lakšárskej elevácie, z ktorej Z. Holéczyová (1968) vyčíslila prestup podzemných vôd do hodnotnej nádrže v množstve 27,3 l/s.

V bilančnom hodnotení podzemných vôd nádrže v rámci základného hydrogeologického výskumu (E. Kullman 1966) sme sa opierali najmä o hydrometrické metódy. Prítokové a odtokové pomery boli sledované niekoľkonásobnými nesústavnými meraniami v rôznych klimatických obdobiach na pätnástich vstupných profiloch a na jednom výstupnom profile.

Pre bilančné hodnotenie sme vybrali obdobie prvej dekády novembra 1964 s predpokladom malého vplyvu retencie na hydrologickú bilanciu nádrže. Urobená bola orientačná bilancia podzemných vôd s využitím dodatočne spresnených poznatkov o infiltrácii zo zrážok a o skrytom prestupe podzemných vôd z lakšárskej elevácie do sološnickej depresie.

Pre riešenie bilančnej rovnice na základe doterajších geologických a hydrogeologických poznatkov podzemný odtok je zanedbateľný a môžeme ho hodnotiť ako nulový. Aj vplyv retencie predpokladáme blízky nule. Po vylúčení retencie a skrytého odtoku podzemných vôd, po zohľadnení zrážok a výparu v bilančnej rovnici formou vyčíslenia infiltrácie zo zrážok má bilančná rovnica nasledovné členy:

Prítok

$P_{povrchový\ I}$ — povrchový prítok z pohoria do nádrže, meraný na trinástich vstupných profiloch = 364,6 l/s

$P_{povrchový\ II}$ — povrchový prítok zo susedných oblastí Záhorskej nížiny, meraný vo dvoch vstupných profiloch = 617,1 l/s.

$P_{podzemný\ I}$ — skrytý prítok podzemných vôd z pohoria vyčíslovaný z bilančnej rovnice

$P_{podzemný\ II}$ — skrytý prítok podzemných vôd z oblasti lakšárskej elevácie — hodnotu vyčíslenú Z. Holéczyovou (1968) považujeme s možnosťou určitej chyby za priemernú hodnotu = 27,3 l/s.

P_z — infiltrácia zo zrážok vlastného územia nádrže — počítame s hodnotou 3,6 l/s/km^2 (pozri predchádzajúcu kapitolu — 85,5 km^2.3,6 l/s/km^2 = 307,8 l/s).

Odtok

$O_{povrchový}$ — povrchový odtok z nádrže meraný vo výstupnom profile na rieke Rudave = 1419,0 l/s.

Bilančná rovnica:

$(P_{povrchový\ I} + P_{povrchový\ II} + P_{podz.\ I} + P_{podz.\ II} + P_z) - O_{povrchový} = 0$

$(364,6 + 617,1 + P_{podz.\ I} + 27,3 + 307,8) - 1419,0 = 0$

$P_{podz.\ I} = 102,2$ l/s.

Na základe orientačnej bilančnej rovnice celková hrubá hodnota priameho prestupu podzemných vôd z Malých Karpát do sološnickej nádrže vychádza na 102 l/s.

Orientačné bilančné hodnotenia, postavené na výsledkoch základného výskumu, spresnených poznatkoch o infiltrovaných zrážkach a o prestupe podzemných vôd z lakšárskej elevácie do nádrže, dokumentovalo v hodnotnom období 437,3 l/s dynamických zásob podzemných vôd. Na tomto množstve sa podieľajú zrážky vlastného územia 71 %, priamy prestup podzemných vôd z Malých Karpát 23 % a prestup podzemných vôd z lakšárskej elevácie 6 %.

Vyčíslená hydrologická bilancia z novembra 1964 bola overovaná i hydrochemickým výpočtom, vychádzajúcim z kvantitatívnych údajov bilancie základného výskumu (S. Gazda 1980). Hydrochemické hodnotenie vychádzalo z celkových

dokumentovaných dynamických zásob podzemných vôd (437,3 l/s) a riešilo dvoma metódami podiel jednotlivých zložiek podzemných vôd na celkovom sumári dynamických zásob podzemných vôd.

Vychádzalo z celkovej plochy nádrže — 85,5 km^2, pričom plocha bola rozčlenená na časť s proluviálnymi sedimentami, vystupujúcimi na povrchu alebo plytko pod povrchom (plocha 44,6 km^2), v ktorých zrážkové vody získavajú obdobný chemizmus ako vody Malých Karpát, a na infiltračnú plochu viatych pieskov, s chemizmom podzemných vôd príslušným týmto sedimentom (plocha 40,9 km^2).

Na základe hodnotenia súboru chemických analýz podzemných vôd bola dokumentovaná priemerná mineralizácia podzemných vôd viatych pieskov na 92,95 mg/l a priemerná mineralizácia podzemných vôd Malých Karpát a prolúvií na 491,75 mg/l.

Výpočet pre špecifický odtok podzemných vôd zo zrážok

V tomto výpočte sa vychádzalo z hodnotenia viacerých hodnôt špecifického odtoku zo zrážok vlastného územia. Ukázalo sa, že pomeru miešania podzemných vôd zodpovedá špecifický odtok 3,3 l/s/km^2. Na základe tohto výpočtu v novembri 1964 na celkovej hydrologickej bilancii sa podieľali nasledovné množstvá podzemných vôd:

zrážky (viate piesky)	135,0 l/s	
zrážky (prolúviá)	147,2 l/s	
podzemný prítok z lakšàrskej elevácie	27,3 l/s	(podľa Z. Holéczyovej)
podzemný prítok z Malých Karpát	127,8 l/s	
spolu:	437,3 l/s	

Výpočet z bilancie mineralizácie Rudavy

Vychádzajúc z vyššie vyčíslených dynamických zásob podzemných vôd (437,3 l/s), z priemerných mineralizácií miešajúcich sa podzemných vôd viatych pieskov (92,85 mg/l), a podzemných vôd Malých Karpát a prolúvií (491,75 mg/l), ako aj z priemernej mineralizácie podzemných vôd nádrže (345,3 mg/l) pomer miešania nízkomineralizovaných vôd viatych pieskov a vyššie mineralizovaných vôd Malých Karpát a prolúvií vychádza na 1,0:1,745. Na celkových dynamických zásobách nízkomineralizované vody participujú 160,75 l/s a vyššie mineralizované vody 276,95 l/s.

Podľa tohto výpočtu na celkovej hydrologickej bilancii sa podieľali nasledovné množstvá podzemných vôd:

podzemné vody infiltrované do viatych pieskov	133,05 l/s
podzemné vody lakšárskej elevácie	27,3 l/s
podzemné vody proluviálnych sedimentov	144,95 l/s
skrytý prítok podzemných vôd Malých Karpát	132,0 l/s
spolu:	437,3 l/s

Reprezentuje to doplňanie zo zrážok 63,6 %, doplňanie podzemnými vodami z lakšárskej elevácie 6,2 % a z podzemného prítoku z Malých Karpát 30,2 %.

Ako vidieť, rozčlenenie dynamických zásob nádrže podľa pôvodu hydrologickou i hydrochemickou metódou sa v podstate výrazne nelíši. Rozdiely sú v medziach chýb, s ktorými treba počítať pri hydrologických bilanciach.

Na základe sústavných meraní povrchového prítoku do nádrže, ako aj povrchového odtoku z nádrže a riešenia zrážkovovýparových vzťahov A. Šubová (1973) vykonala hydrologickú bilanciu nádrže pre hydrologické roky 1971 a 1972. Nasledujúca hydrologická bilancia vychádza z jej základných údajov s čiastočnými úpravami autora pri výpočte retencie a koeficienta akumulácie podz. vôd. V hydrologickom roku 1971 priemerný pokles podzemných vôd v nádrži predstavoval 18 cm, čo pri priemernom koeficiente akumulácie podz. vôd 0,14 reprezentuje 2 129 400 m^3 vyčerpávaných zásob =67,5 l/s z retenčnej kapacity nádrže. V hydrologickom roku 1972 priemerný pokles podzemných vôd v nádrži predstavoval 2 cm, čo pri priemernom koeficiente akumulácie podz. vôd 0,14 reprezentuje 236 000 m^3 vyčerpaných zásob podzemných vôd. Je to priemerný odtok 7,5 l/s dotovaný z retenčnej kapacity nádrže.

Významný úbytok retenčnej kapacity nádrže výrazne ovplyvnil celkový odtok podzemných vôd z nádrže v roku 1971 (v priemere 67,5 l/s), zatiaľ čo v roku 1972 úbytok z retenčnej kapacity nádrže bol relatívne malý (7,5 l/s).

Získané kvantitatívne údaje pre jednotlivé členy bilančnej rovnice v hydrologických rokoch 1971 a 1972 podáva tabuľka 22.

tab. 22

Členy bilančnej rovnice	Hydrologický rok 1971 l/s	1972 l/s
Z — zrážky	1463	1715,5
P_{povrch} — prítok do nádrže povrchovými tokmi	842	713,0
O_{povrch} — odtok z nádrže povrchovými tokmi	1350	1200,0
V — výpar vyčíslený metódou Budyho-Zubenoka	1120	1328,0

R — retencia vyčíslená z poklesu hladín podzemných vôd v nádrži	67,5 l/s (vyčerp.)	7,5 l/s (vyčerp.)
$P_{podz.}$ — priamy prestup podzemných vôd do nádrže	vyčíslovaný z bilančnej rovnice	
$O_{podz.}$ — priamy prestup podzemných vôd z nádrže	považovaný za zanedbateľný a hodnotený ako nula	

Základná bilančná rovnica:

$$Z + P_{povrch} + P_{podz.} = O_{povrch.} + V - R$$

Hydrologická bilancia za rok 1971:

$$P_{podz.} = O_{povrch.} + V - (Z + P_{povrch.} + R)$$

$$P_{podz.} = 1350 \text{ l/s} + 1120 \text{ l/s} - (1463 \text{ l/s} + 842 \text{ l/s} + 67{,}5 \text{ l/s}) = 97{,}5 \text{ l/s}$$

Podzemný prítok z Malých Karpát = 97,5 l/s.
Hydrologická bilancia za rok 1972:

$$P_{podz.} = O_{povrch.} + V - (Z + P_{povrch.} + R)$$

$$P_{podz.} = 1200 \text{ l/s} + 1328 \text{ l/s} - (1715{,}5 \text{ l/s} + 713{,}0 \text{ l/s} + 7{,}5 \text{ l/s}) = 92{,}0 \text{ l/s}$$

Podzemný prítok z Malých Karpát = 92,0 l/s.

Na základe hydrologickej bilancie podzemný prítok z Malých Karpát predstavuje 92,0—97,0 l/s.Treba upozorniť, že v tejto hydrologickej bilancii sa neuvažovalo s podzemným prítokom z lakšárskej elevácie. Pri uvážení aj tohto podzemného prítoku, v hodnote dokumentovanej Z. Holéczyovou (1973), podzemný prítok z Malých Karpát by sa znížil asi na 70 l/s.

Na základe výsledkov vychádzajúcich z hodnotenia hydrogeologického prieskumu v rokoch 1971 a 1972 dynamické zásoby podzemných vôd reprezentovali v roku 1971 v priemere 440 l/s a v roku 1972 v priemere 480 l/s.

Celkove možno konštatovať, že na základe hydrologických bilancií v rôznych obdobiach bolo v sološnickej nádrži dokumentované 437—480 l/s dynamických zásob podzemných vôd. Skrytý prítok podzemných vôd z Malých Karpát do nádrže, vyčíslený za viaceré hydrologicky rozdielne obdobia a viacerými metódami vychádza v medziach 70 l/s—132 l/s

Výpočet akumulovaných zásob podzemných vôd sološnickej nádrže

Popri bilančnom hodnotení podzemných vôd nádrže a vyčíslení jej dynamických zásob boli vyhodnotené i celkové akumulované zásoby podzemných vôd. Za výpočtový objem bol braný celkový objem zvodneného kvartérneho súvrstvia nádrže vo vzťahu k priemernej hladine podzemných vôd v nádrži.

$$O_{celk.} = \sum_{i=1}^{i=n} \mu_i . W_i$$

$O_{celk.}$ — celkové akumulované zásoby podzemných vôd sološnickej nádrže
μ_i — koeficient akumulácie podzemných vôd v jednotlivých častiach zvodnenej oblasti
W_i — zvodnený objem sedimentov jednotlivých častí nádrže.

Zisťovanie hodnôt koeficientu akumulácie podzemných vôd v podhorských nádržiach je obsiahnuté v predchádzajúcej kapitole. Z toho vyplýva, priemerný koeficient akumulácie podzemných vôd proluviálnych sedimentov ≐ 0,20, piesčitých sedimentov (viatych pieskov) ≐ 0,14.

Výpočet objemu zvodnenej časti nádrže bol riešený prostredníctvom zostavenia radu geologických profilov nádržou s vydelením proluviálnych sedimentov a eolických pieskov v dôsledku rozdielnych koeficientov akumulácie podzemných vôd.

Celá nádrž bola rozdelená na 10 častí (W_i) s príslušnými výpočtovými profilmi a k nim prislúchajúcimi časťami nádrže. Na základe uvedených profilov bol určený celkový zvodnený objem nádrže i podiel eolických a proluviálnych sedimentov na tomto objeme.

Celkové akumulované zásoby podzemných vôd sološnickej nádrže pri uvažovaní priemernej hladiny boli vyčíslené na 559 801 000 m^3 (E. Kullman 1966).

Bilančné hodnotenie a zásoby podzemných vôd perneckej nádrže

Základná stavba nádrže je určená tektonikou perneckej depresie, t. j. poklesom ústrednej časti nádrže pozdĺž okrajového malokarpatského zlomu na JV, priečnej zlomovej tektoniky na SV a lábsko-lakšárskych zlomov na SZ. Ohraničenie nádrže na JZ je iba čiastočné, zužuje nádrž do úzkej priekopovej prepadliny, ktorá ju hydrogeologicky spája s južnejšou zohorsko-marcheggskou nádržou podzemných vôd.

Ústredná poklesnutá časť nádrže zaberá plochu 69,4 km^2 o priemernej hĺbke asi 60 m. Celá plocha nádrže, vrátane priľahlých zberných území zahrnutých do bilančného hodnotenia, zaberá plochu 101,2 km^2.

Pre presnejšie riešenie celkových hydrogeologických, a najmä bilančných otázok nádrže bola na základe rozsiahlych vrtných geologických prác zostavená mapa geologických rezov nádržou, detailne osvetľujúca jej rozsah, tektonickú stavbu i geologické pomery. Tvorí podklad pre výpočet objemu hydrogeologicky priaznivých sedimentov, pre výpočet dynamických a akumulovaných zásob podzemných vôd, ako aj pre celkové hodnotenie (obr. 7).

Pernecká nádrž, napriek zložitým hydrogeologickým pomerom, má vzhľadom na prevažne tektonické obmedzenie priaznivé podmienky pre bilančné hodnotenie podzemných vôd. Je doplňaná zrážkovými vodami vlastného územia, povrchovými vodami z Malých Karpát a priamym prestupom podzemných vôd z Malých Karpát.

Odvodňujú ju povrchové toky a prelivy podzemných vôd na lábskych zlomoch, cez terciérnu bariéru (do pramenných výverov a do povrchových tokov), popri odvodňovaní skrytým prestupom podzemných vôd cez úzku tektonickú priekopovú prepadlinu do zohorsko-marcheggskej nádrže podzemných vôd. Priaznivé tektonické pomery umožňujú meranie a výpočet jednotlivých členov bilančnej rovnice. Celkové bilančné hodnotenie pre nedostatok sústavných meraní sa opieralo najmä o autorom vykonané hydrometrické práce. Vychádzalo z poznatkov o dopĺňaní podzemných vôd zo zrážok vlastného územia, vychádzajúcich zo zrážkovo-výparových vzťahov, ďalej z hydrogeologických výpočtov skrytého prestupu vôd do zohorsko-marcheggskej nádrže vyčíslených na základe hydrogeologických vrtov a čerpacích pokusov. Podkladom boli taktiež sústavné sledovania hladiny podzemných vôd v nádrži slúžiace k vylúčeniu vplyvov retencie na podzemný odtok.

Poznanie geologických okrajových podmienok nádrže umožňuje vylúčiť skrytý prítok podzemných vôd zo severozápadu do nádrže, ako aj počítať so zanedbateľným skrytým prestupom podzemných vôd z nádrže do nížiny na lábskych zlomoch. Povrchový prítok do nádrže a odtok z nádrže bol sledovaný na 21 profiloch na tokoch a pramenných výveroch (z toho 13 profilov na tokoch vstupujúcich do nádrže, 3 profily na tokoch vystupujúcich z nádrže a 5 profilov na prameňoch odvodňujúcich nádrž).

Prítokové a odtokové pomery nádrže boli v niektorých prípadoch sledované sústavne, iné nepravidelne. Sústavne sledované boli Hydrometeorologickým ústavom Bratislava pramenné vývery. Povrchové toky boli sledované nepravidelne, v rôznych klimatických obdobiach. Pre hydrologickú bilanciu bol vybratý hydrologický rok 1962, v ktorom bola realizovaná najväčšia hustota, i keď nesústavných meraní prítokov povrchových vôd do nádrže a odtokov povrchových vôd z nádrže.

Okrem hodnotenia povrchových prítokov a odtokov vo vzťahu k nádrži bol prostredníctvom vrtných technických prác a čerpacích pokusov urobený výpočet skrytého prestupu podzemných vôd cez tektonickú poklesninu z perneckej do zohorsko-marcheggskej nádrže, ktorá vo výpočtovom profile prestupu podzemných vôd vytvára relatívne menej poklesnutú kryhu v šírke asi 2,5 km. Juhovýchodná časť poklesu je vyplnená prevažne viatymi pieskami, sv. časť štrkopiesčitým materiálom.

Pre orientačné riešenie hodnôt prestupu podzemných vôd boli v rámci základného výskumu realizované a čerpacími pokusmi odskúšané 2 hydrogeologické vrty, a to RV-9 a K-2. Na základe získaných výsledkov z vrtov a k nim prislúchajúcich pozorovacích objektov bol hodnotený prestup podzemných vôd. Celkový skrytý prestup podzemných vôd z perneckej nádrže podzemných vôd do zohorsko-marcheggskej nádrže podzemných vôd cez tektonickú poklesninu v oblasti Lábu bol v rámci základného hydrogeologického výskumu vyčíslený na 120 l/s (E. Kullman 1966).

Detailný hydrogeologický prieskum bol realizovaný v oblasti medzi Zohorom

a Lábom (R. Polák 1975) ôsmimi hydrogeologickými vrtmi, lokalizovanými v profile naprieč vyššie opísanou úzkou priekopovou prepadlinou medzi perneckou a zohorsko-marcheggskou nádržou podzemných vôd. Potvrdil hydrologické prepojenie podzemných vôd medzi nádržami a to cez štrkopiesčité sedimenty kvartéru a cez piesčité a štrkopiesčité polohy neogénu v podloží kvartéru. Spoločná dlhodobá čerpacia skúška zo siedmich vrtov (HSM-1 až HSM-7) v trvaní 116 dní dokumentovala sumárne odčerpávané množstvo 123 l/s. Nedošlo však k stabilizácii hladín podzemných vôd. Potvrdila poznatky základného výskumu o vzájomnom hydraulickom vzťahu podzemných vôd kvartérnych sedimentov a neogénnych horizontov v tejto oblasti. Vzhľadom na zložité vzájomné vzťahy nie je možné vyčleniť kvantitatívne osobitne prestup kvartérnymi sedimentmi a prestup neogénnymi sedimentmi.

V porovnaní s výsledkami základného hydrogeologického výskumu, postaveného na výsledkoch dvoch vrtov, bol týmto prieskumom, na základe výsledkov z ôsmich vrtov, lokalizovaných presne v kolmom smere na prúdenie podzemných vôd, spresnený dynamický prietok zvodneným komplexom priepustných sedimentov priekopovej prepadliny narezávajúcej lozorniansku eleváciu. Bola dokumentovaná priemerná hodnota koeficientu prietočnosti $2{,}33.10^{-2}$ m^2/s, spád hladiny podzemnej vody 1,66 ‰ a šírka priepustnej výplne 2500 m. Na základe týchto spresnených údajov dynamický prietok reprezentuje asi 100 l/s (R. Polák 1975). Táto hodnota je v porovnaní s hodnotou udávanou základným výskumom (E. Kullman 1966) nižšia o 16 %.Možno ju považovať za detailne dokumentovaný prestup podzemných vôd z perneckej nádrže do zohorsko-marcheggskej a budeme s ňou uvažovať pri bilančnom hodnotení.

Pre riešenie hydrologickej bilancie nádrže bola popri hodnotení vyššie uvedeného prestupu podzemných vôd hodnotená taktiež retenčná schopnosť nádrže, a to hodnotením vzťahu medzi zmenami dynamických zásob podzemných vôd a zmenami hladiny podzemných vôd v nádrži. Ukázala sa dobrá závislosť medzi výškou hladiny podzemných vôd a dynamickými zásobami. Umožnilo to realizovať hydrologickú bilanciu pre priemerné obdobie a tým vylúčiť vplyv retencie.

Vlastná orientačná hydrologická bilancia bola urobená pre priemerné hydrologické obdobie z hydrologického roku 1962, ktorému najviac zodpovedá obdobie od 15. novembra do 15. decembra 1961. V tomto období sú hladiny podzemných vôd dlhodobejšie ustálené a blízke priemeru. Umožňuje to neuvažovať s vplyvom retencie pri vlastnej hydrologickej bilancii. Pre toto hodnotenie boli využité merania z 22.—24. novembra 1961.

Zakladnú rovnicu hydrologickej bilancie perneckej nádrže možno napísať takto:

$$(P_{povrch.} + P_{podz.} + P_z) - (O_{povrch.} + O_{podz.\,I} + O_{podz.\,II}) \pm R = 0$$

Pri riešení bilančnej rovnice na základe doterajších geologických a hydrogeologických poznatkov ďalší podzemný odtok z nádrže (okrem podzemného odtoku

vystupujúceho v prameňoch a podzemného odtoku prestupujúceho do zohorsko-marcheggskej nádrže) je zanedbateľný a môžeme ho hodnotiť ako nulový. Taktiež v priemere vo vybranom hodnotenom období považujeme na základe predchádzajúceho zdôvodnenia stav hladiny podzemnej vody za ustálený, a tým i vplyv retencie ($\pm$ R) v tomto období za zanedbateľný. Rozbor jednotlivých členov bilančnej rovnice:

Prítok

$P_{povrch.}$ — povrchový prítok z pohoria do nádrže 337,5 l/s

$P_{podz.}$ — podzemný prítok z pohoria do nádrže vyčíslovaný z bilančnej rovnice (podzemný prítok z priľahlých častí Záhorskej nížiny okrem uvažovaného a do výpočtu zahrnutého územia možno vylúčiť)

P_z — infiltrácia zo zrážok vlastného územia (počitané s 3,5 l/s/km^2) 354,2 l/s

Odtok

$O_{povrch.}$ — odtok z nádrže povrchovými tokmi vrátane podzemných vôd prestupujúcich do povrchových tokov v nádrži 394,7 l/s

$O_{podz.\ I}$ — podzemný odtok z nádrže evidovaný v pramenných výveroch 166,6 l/s

$O_{podz.\ II}$ — podzemný odtok prestupujúci z perneckej nádrže do nádrže zohorsko-marcheggskej 100,0 l/s

Bilančná rovnica:

$$P_{povrch.} + P_{podz.} + P_z = O_{povrch.} + O_{podz.\ I} + O_{podz.\ II}$$

$$237,5 + 354,2 + P_{podz.} = 394,7 + 166,6 + 100,0$$

$$P_{podz.} = 69,6 \text{ l/s}$$

Na základe orientačnej bilančnej rovnice môžeme predpokladať, že celková hrubá hodnota priameho prestupu podzemných vôd z pohoria do nádrže predstavuje asi 70,0 l/s. Dynamické zásoby podzemných vôd v bilančne hodnotenom období reprezentujú 423,8 l/s.

Celkove na základe bilančného hodnotenia podzemných vôd perneckej nádrže, vychádzajúceho z meraní v rokoch 1956, 1961, 1962 a 1963, jej dynamické zásoby kolíšu od 376 do 515 l/s.

Realizovaná hydrochemická bilancia (S. Gazda 1979), vychádzajúca zo starších podkladov a hodnotiaca obdobne ako v predchádzajúcej nádrži osobitne podiel infiltrovaných vôd zo zrážok do viatych pieskov a osobitne do proluviálnych sedimentov, potvrdila správnosť hydrologickej bilancie, hodnotu efektívnych zrážok 3,5 l/s/km^2 i podzemný prítok asi 70 l/s.

Bola dokumentovaná priemerná celková mineralizácia vôd viatych pieskov ∅ MVP = 92,85 mg/l, priemerná celková mineralizácia z prolúvií + podzemného

prítoku z Malých Karpát = 330,7 mg/l. Za priemerný chemizmus vystupujúcich podzemných vôd nádrže bol braný celkový chemizmus vrtu RV −9 − M = 206,2 mg/l.

Z uvedených výsledkov vyplýva, že na celkových dynamických zásobách podzemných vôd nádrže — 423,8 l/s — k hodnotenému obdobiu sa podieľajú zrážky z oblasti viatych pieskov nádrže v množstve 222,0 l/s, zrážky z oblasti prolúvií 132,0 l/s a podzemný prítok z Malých Karpát okolo 70 l/s. V tejto súvislosti treba upozorniť, že pre nesústavnosť meraní treba túto hydrologickú bilanciu považovať za orientačnú.

Výpočet akumulovaných zásob podzemných vôd perneckej nádrže

Pre vyčíslenie akumulovaných zásob podzemných vôd bol braný za výpočtový objem celkový objem zvodneného telesa nádrže vo vzťahu k zistenej priemernej hladine podzemných vôd v nádrži.

Výpočet zásob bol urobený podľa vzorca:

$$Q_{celk.} = \sum_{i=1}^{i=n} \mu_i . W_i$$

$Q_{celk.}$ — celkové zásoby podzemných vôd perneckej nádrže

μ_i — koeficient akumulácie podzemných vôd v jednotlivých častiach zvodnenej oblasti

W_i — zvodnený objem jednotlivých častí nádrže

Zisťovanie hodnôt koeficientu akumulácie podzemných vôd bolo bližšie rozobrané v predchádzajúcej kapitole o akumulačných schopnostiach kvartérnych sedimentov nádrží. Na základe terénnych i laboratórnych prác bol stanovený priemerný koeficient akumulácie podzemných vôd proluviálnych sedimentov 0,20 (počítané i so zmenšeným koeficientom akumulácie podzemných vôd proluviálnych sedimentov v oblastiach medzi jednotlivými náplavovými kužeľmi), piesčitých sedimentov (viatych pieskov) 0,14 (nižší ako vypočítaný s prihliadnutím na možnosť polôh i lokálnych výskytov viatych pieskov jemnozrnnejších a s väčším zahlinením).

Výpočet objemu zvodnenej časti nádrže bol riešený prostredníctvom zostavenia radu geologických profilov nádržou s vydelením proluviálnych sedimentov a eolických pieskov (pozri obr. 7). Celá nádrž bola rozdelená na 6 častí (W_i) s príslušnými výpočtovými profilmi a k ním prislúchajúcimi časťami nádrže. Na základe uvedených profilov bol určený celkový zvodnený objem nádrže i podiel podzemných vôd eolických a proluviálnych sedimentov na tomto objeme.

Celkový objem akumulovaných zásob podzemných vôd perneckej nádrže reprezentuje zhruba 383,5 miliónov m^3 podzemných vôd (E. Kullman 1966).

Zásoby podzemných vôd zohorsko-marcheggskej nádrže

Pernecká nádrž podzemných vôd v oblasti Lábu prechádza do najjužnejšej nádrže podzemných vôd — zohorsko-marcheggskej nádrže — ohraničenej malokarpatským okrajovým zlomom a lábskym zlomovým pásmom z JV a SZ. Severovýchodne ohraničenie zohorsko-marcheggskej nádrže voči nádrži perneckej a prestup podzemných vôd z nej, bol rozobraný pri hodnotení perneckej nádrže. Juhozápadné ohraničenie u nás sa nachádzajúcej časti nádrže vytvára rieka Morava, ktorá súčasne tvorí i štátnu hranicu. Na území Rakúska zaberá ešte malú časť a končí jz. od Marcheggu prechodom do elevácie.

Na základe doterajších poznatkov je kvantitatívne overené dopĺňanie nádrže zo SV (asi 100 l/s). Ďalšími zdrojmi dopĺňania, popri zrážkach vo vlastnom území, je neveľké dopĺňanie nádrže podzemnými i povrchovými vodami z podhorskej oblasti Malých Karpát, a najmä veľmi významné dopĺňanie zo Z a JZ — z rieky Moravy.

Vzhľadom na zložité hydraulické vzťahy medzi podzemnými vodami zohorsko-marcheggskej nádrže a vodnými tokmi, najmä riekou Moravou, nie je možné urobiť pre toto územie detailnejšiu hydrologickú bilanciu.

Na základe doterajších poznatkov možno kvantitatívne oceniť časť dynamických zásob, ktorú reprezentuje prestup podzemných vôd z perneckej nádrže do zohorsko-marcheggskej asi 100 l/s, ako aj orientačne odhadnúť časť dynamických zásob zo zrážok vlastného územia (plocha 37,7 km^2, špecifický odtok podzemných vôd na základe analógie 3,6—4,0 l/s/km^2). Sumárne to môže reprezentovať, spolu s neveľkým prítokom podzemných vôd z podhorskej časti Malých Karpát, asi 250 l/s.

Skutočné dynamické zásoby, v dôsledku významného dopĺňania podzemných vôd nádrže vodami rieky Moravy, sú vyššie. Dokumentuje to výpočet zásob pre celý rad reálnych a fiktívnych studní (V. Banský in A. Šubová 1973), riešený v štyroch alternatívach uvažujúcich s tromi až ôsmimi rôzne rozmiestnenými studňami v nádrži. Tento výpočet dokumentoval možnosť trvalého odberu pri jednotlivých alternatívach od 303 l/s do 477 l/s. Reálnosť výpočtu potvrdzuje skutočnosť, že najvýdatnejšia realizovaná studňa (HVZ-1) pri čerpacom pokuse dokumentovala výdatnosť 130,4 l/s pri znížení hladiny o 1,84 m. Podobne aj spoločná čerpacia skúška na štyroch vrtoch (HVZ-2—HVZ-5), dokumentujúca spoločný odber 303 l/s (A. Šubová 1973).

Pre poznanie celkového objemu akumulovaných zásob podzemných vôd bol urobený ich orientačný výpočet v časti zohorsko-marcheggskej nádrže, ležiacej na našom území. Metodicky výpočet bol realizovaný zhodne s výpočtom perneckej nádrže. Koeficient akumulácie podzemných vôd v sedimentoch tejto nádrže, na rozdiel od sološnickej a perneckej nádrže, nebol zisťovaný priamymi terénnymi ani laboratórnymi metódami. Jeho priemerná hodnota bola určená na základe charakteru sedimentov nádrže a výsledkov uvádzaných inými autormi pre jednotlivé typy

sedimentov. Priemerný koeficient akumulácie podzemných vôd bol stanovený zhruba na 0,2. Výpočet objemu zvodnenej časti nádrže bol vypracovaný na základe geologických profilov, konštruovaných podľa výsledkov geologických vrtných prác (pozri obr. 7). Na základe tohto orientačného zhodnotenia celkový objem akumulovaných zásob kvartérnych podzemných vôd nádrže reprezentuje 518 000 000 m^3 (E. Kullman 1966).

Zásoby podzemných vôd kútskej nádrže

Ústredná prehĺbenina je ako celok bohatá na podzemné vody. Priamy vzťah s vodami rieky Moravy, podstatnej časti ústrednej prehĺbeniny na jednej strane a malý rozsah hydrogeologických prác na strane druhej, neumožňuje podať komplexné vyčíslenie zásob podzemných vôd kvartérnych sedimentov tejto tektonickej jednotky ako celku. Doterajšie poznatky však umožňujú podať orientačné ocenenie zásob podzemných vôd hydrogeologicky významnejšej časti ústrednej prehĺbeniny — kútskej depresie.

Kútska nádrž podzemných vôd (po hydrogeologickej stránke bližšie opísaná v stati o hydrogeologických pomeroch) zaberá celkove rozlohu 49 km^2.

Má pretiahnutý tvar v smere SSV—JJZ v dĺžke asi 15 km v šírke, ktorá sa mení v rozmedzí 2—4 km. V strede nádrže v smere S—J vystupuje vlastná, tektonicky obmedzená poklesnina v šírke 1,5—2 km, ktorá podmienila vytvorenie nádrže, v ktorej zvodnená kvartérna výplň dosahuje najväčšej hrúbky (až 42 m).

V rámci celkového hodnotenia zásob podzemných vôd Záhorskej nížiny boli orientačne zhodnotené dynamické a akumulované zásoby podzemných vôd kútskej depresie.

Hodnotenie dynamických zásob podzemných vôd nádrže je v dôsledku komplikovaných podmienok jej dopĺňania značne zložité. Podľa geologických pomerov a hydrogeologických zistení má nádrž možnosť dopĺňania z východu z časti Záhorskej nížiny priľahlej k nádrži (v severnej časti aluviálnymi vodami rieky Myjavy, v strednej časti vodami borsko-jurskej vyvýšeniny) a vodami rieky Moravy.

V rámci základného výskumu (E. Kullman 1966) bolo urobené orientačné zhodnotenie dopĺňania podzemných vôd nádrže z východu, t. j. zo strany Záhorskej nížiny, a to hlavne z oblasti borsko-jurskej vyvýšeniny. Na základe geologických podkladov z hydrogeologických vrtov a orientačného zistenia smerov prúdenia podzemných vôd bolo možné urobiť orientačné ocenenie prestupu podzemných vôd do nádrže z východnej časti Záhorskej nížiny. Možno predpokladať prestup v profile dĺžky asi 4670 m.

Severnú časť profilu tvoria prevažne štrkopiesky s polohami rôznozrnného piesku, lokálne hlinitého s polohami hliny. Geologicky a hydrogeologicky ju charakterizuje vrt K-13. Táto časť profilu dosahuje šírku asi 2500 m a priemernú hrúbku zvodnených kvartérnych sedimentov asi 18,00 m. Ako priemerný koefi-

cient priepustnosti berieme $1{,}15.10^{-3}$ m/s, I ≐ 0,001. Prietok podzemných vôd v tejto časti filtračného profilu na základe Darcyho zákona môžeme stanoviť na 51,8 l/s.

Južnú časť profilu tvoria štrkopiesky so slabými polohami ílu. Geologicky a hydrogeologicky ju charakterizuje vrt RV-8. Jej šírka je asi 2170 m a priemerná hrúbka zvodnených kvartérnych sedimentov je 21,0 m. Priemerný koeficient filtrácie je $= 5{,}45.10^{-4}$ m/s, I ≐ 0,003. Prietok podzemných vôd v tejto časti filtračného profilu podľa Darcyho zákona je 74,5 l/s.

Podľa vyššie uvedených orientačných prepočtov nádrž je doplňaná bez vplyvu rieky Moravy asi 125 l/s podzemných vôd z alúvia Myjavy a vodami borsko-jurskej vyvýšeniny. Toto množstvo podzemnej vody sme považovali (E. Kullman 1966) za minimálne množstvo dynamických zásob v nádrži s predpokladom, že skutočné množstvo dynamických zásob po zapojení vplyvu Moravy bude značne vyššie.

Spresnenie poznatkov o zásobách podzemných vôd kútskej nádrže zistených základným výskumom priniesli, i keď bez vyčíslenia celkových dynamických zásob podzemných vôd nádrže, výsledky hydrogeologického prieskumu (N. Némethyová — E. Jendraššák 1970). Autori spoločnou čerpacou skúškou zo siedmich vrtov, rozložených na podstatnej časti kútskej nádrže, dokumentovali sumárnu maximálnu výdatnosť 250 l/s. V dôsledku dokázaného čiastočného čerpania z akumulovaných zásob podzemných vôd, ako aj v dôsledku predpokladanej určitej recirkulácie podzemných vôd pri čerpacej skúške, nedokumentujú toto množstvo ako dynamické zásoby podzemných vôd nádrže. Dynamické zásoby nádrže autori upresňujú iba pre severnú časť, kde z celkového množstva 136,0 l/s overeného spoločnou čerpacou skúškou z troch vrtov, uvažujú s 80,0 l/s ako s exploatačnými zásobami.

Na zistenie akumulačných možností kútskej nádrže podzemných vôd bol urobený orientačný výpočet celkových akumulovaných zásob podzemných vôd nádrže. Vypracovaný bol v súlade s predchádzajúcimi výpočtami podľa vzorca:

$$Q_{celk.} = \sum_{i=1}^{i=n} \mu_i . W_i$$

Vzhľadom na to, že koeficient akumulácie v tejto nádrži sa nezisťoval priamymi terénnymi ani laboratórnymi metódami, bola priemerná hodnota koeficientu akumulácie pre jednotlivé typy sedimentov určená na základe charakteru sedimentov nádrže podľa výsledkov uvádzaných inými autormi. Koeficient akumulácie podzemných vôd bol odhadnutý v priemere na 0,18 až 0,20.

Výpočet objemu zvodnenej časti nádrže bol urobený na základe profilov zostavených podľa výsledkov geologických a hydrogeologických vrtných prác (obr. 17). Na základe tohto výpočtu (E. Kullman 1966) akumulované zásoby podzemných vôd v kútskej nádrži reprezentujú asi 159 miliónov m^3 vôd.

Bilancia a zásoby podzemných vôd komplexu eolických pieskov lakšárskej elevácie

Komplex eolických pieskov v severovýchodnej časti Záhorskej nížiny, ležiaci na vysoko položenom, prevažne ílovitom neogénnom podloží lakšárskej elevácie, zaberá územie na ploche 101 km^2. Z hydrogeologického hľadiska je komplex vhodne ohraničený. Na juhozápade vytvára hranicu lakšársky zlom, ktorý oddeľuje vlastný komplex viatych pieskov na vysoko ležiacom neogénnom podloží od kvartérnych sedimentov sološnickej depresie. Ostatné ohraničenie je dané rozšírením viatych pieskov. Na sz. okraji vystupuje na povrch neogén v ílovitom vývoji. Na S, SV a JV sa eolické piesky stýkajú s kvartérnymi sedimentmi údolnej nivy Myjavy, Myjavky a Rudavy.

Kvantitatívne boli podzemné vody tohto komplexu vyhodnotené jednak orientačne v rámci základného hydrogeologického výskumu (E. Kullman 1966), a jednak podrobne v rámci regionálneho hydrogeologického prieskumu, nadväzujúceho na základný výskum (Z. Holéczyová 1968).

Podrobnú hydrogeologickú bilanciu komplexu eolických pieskov realizovanú v období apríl — august 1967, podáva Z. Holéczyová (1968). Bilancia vychádza z údajov o celkových odtokoch podzemných vôd, sústavne meraných na obvode komplexu, z vyčíslovania infiltrácie zo zrážok pomocou zhodnotenia špecifických odtokov v severnej časti komplexu, z vyčíslenia úbytkov podzemnej vody z nádrže prestupom podzemných vôd do sološnickej nádrže a z vyčíslenia odtoku akumulovaných zásob v hodnotenom území. Hodnotené obdobie sa vyznačuje sústavným poklesom hladín podzemných vôd a malým doplňaním zo zrážok.
Bilančná rovnica:

$$Z = (V + O_{podz.\ I} + O_{podz.\ II} + O_{podz.\ III}) - R$$

kde Z — atmosferické zrážky,
V — úhrnný výpar
$O_{podz.\ I}$ — odtok podzemných vôd meraný na povrchových tokoch bez vyčíslenia skrytého prítoku z malokarpatskej oblasti,
$O_{podz.\ II}$ — odtok podzemných vôd do sološnickej nádrže,
$O_{podz.\ III}$ — odtok podzemných vôd na sz. okraji komplexu viatych pieskov,
R — spoločná hodnota vyčerpaných podzemných vôd z akumulovaných zásob a skrytý prítok z malokarpatskej oblasti

$$Z = (V + O_{podz.\ I} + O_{podz.\ II} + O_{podz.\ III}) - R$$
$$R = (V + O_{podz.\ I} + O_{podz.\ II} + O_{podz.\ III}) - Z$$
$$R = (1765{,}0 + 490{,}0 + 27{,}3 + 9{,}0) - 1852{,}0 \qquad \text{(v l/s)}$$
$$R = 439 \text{ l/s}$$

Na základe zhodnotenia objemových zmien podzemnej vody v období apríl — august 1967 bol osobitne vyčíslený retenčný objem podzemnej vody z celkovej

rozlohy 101 km^2 pri uvažovaní koeficientu akumulácie podzemných vôd 0,122 a pri celkovom priemernom poklese hladiny o 0,36 m Vyčerpaný retenčný objem v prepočte na l/s za hodnotené obdobie reprezentuje 346,8 l/s. Na základe porovnania vyčerpaného retenčného objemu (346,8 l/s) a bilančne určeného vyčerpaného retenčného objemu vrátane podzemného prítoku z oblasti Malých Karpát v hodnote 439 l/s možno vyčísliť skrytý prítok z malokarpatskej oblasti do vodných tokov pri východnom okraji eolického komplexu na 92 l/s. Táto bilančne určená hodnota podzemného prestupu vôd z malokarpatskej oblasti nie je v rozpore s údajmi vyhodnotenia podzemného prestupu z malokarpatskej oblasti metódou hydrochemickej separácie (pozri predchádzajúce kapitoly), kde tento prestup, hodnotený vo dvoch klimaticky rozdielnych obdobiach, bol v prvom prípade 62,8 l/s, v druhom prípade až 192,3 l/s. Dokumentuje to veľkú kvantitatívnu variabilitu prestupu podzemných vôd z malokarpatskej oblasti.

Predložená bilancia riešená pre suché obdobie nie je reprezentatívna pre zrážkovo-odtokové vzťahy. Zrážky v hodnotenom období sa podieľali na odtoku iba 87 l/s, čo reprezentovalo hodnotu odtoku z infiltrovaných zrážok iba 0,86 l/s/km^2. Je však významná pre charakterizovanie režimu podzemných vôd suchého obdobia bez význačnejšieho doplňania zo zrážok. Poukázala na veľkú vyrovnávaciu schopnosť eolického komplexu, dokumentovanú zabezpečením významného podzemného odtoku v hodnotenom suchom období v podstatnej miere z akumulovaných zásob podzemných vôd komplexu. Naviac umožnila pomerne veľmi presne vyčleniť skrytý prestup podzemných vôd z podhorskej časti Malých Karpát.

Dynamické zásoby podzemných vôd študovaného komplexu eolických pieskov boli hodnotené jednak v rôznych klimatických obdobiach, a jednak viacerými metódami. Použité boli tieto metódy:

1. Metóda založená na priamych meraniach odtoku podzemných vôd, či už z celého územia, alebo hydrologicky vymedziteľnej časti s vyčíslením špecifických odtokov podzemných vôd;
2. Metóda vyčíslenia odtoku v prietočných profiloch, vychádzajúca z hodnotenia koeficientov filtrácie, spádových pomerov hladín podzemných vôd a hrúbok zvodnenej časti viatych pieskov;
3. Metóda vyčíslenia odtoku z hodnotenia objemových zmien podzemných vôd v dôsledku režimného kolísania hladiny.

Prvé orientačné vyčíslenie dynamických zásob bolo urobené pri základnom hydrogeologickom výskume v letnom období roku 1961 pre severnú časť komplexu o rozlohe 69,1 km^2. Dynamické zásoby podzemných vôd pre túto časť eolitických pieskov lakšárskej elevácie boli vyčíslené na 245 l/s (E. Kullman 1963). Pri aplikovaní metódou analógie na celú oblasť eolických sedimentov reprezentuje to 358 l/s dynamických zásob podzemných vôd.

V rámci hydrogeologického prieskumu (Z. Holéczyová 1965) výpočet dynamických zásob podzemných vôd, vychádzajúci podobne ako v predchádzajúcom

prípade z vyčíslenia odtoku podzemných vôd v severnej časti územia (plocha 43,1 km^2), realizovaný pre rôzne obdobia a aplikovaný na celú rozlohu komplexu, dokumentoval nasledovné dynamické zásoby podzemných vôd; v období apríl—august 1967 — 349 l/s, v období január—december 1967 — 376 l/s, v období hydrologického roku 1967 — 412 l/s a v hydrologickom roku 1968 — 364 l/s.

Metódou hodnotenia priemerných prietočných množstiev v jednotlivých okrajových profiloch bol vyčíslený sumárny podzemný odtok, rovnajúci sa dynamickým zásobám na 297 l/s, (Z. Holéczyová 1968).

Metódou hodnotenia objemových zmien vyčíslených z režímneho kolísania hladín podzemnej vody v období apríl—august 1967 vyčíslené dynamické zásoby reprezentujú 346 l/s (Z. Holéczyová 1968).

Celkove v hodnotenom eolickom komplexe dynamické zásoby kolísali podľa doterajších hodnotení v rôznych klimatických obdobiach v hraniciach 297 l/s — 412 l/s, prevažne okolo 350 l/s.

Okrem dynamických zásob boli v hodnotenom komplexe eolických pieskov v rámci regionálneho prieskumu vyčíslené i celkové akumulované množstvá podzemných vôd (Z. Holéczyová 1968). Za základ výpočtu bol braný celkový objem zvodneného komplexu viatych pieskov pri priemernej minimálnej hladine podzemnej vody. Výpočet bol realizovaný pre celkový rozsah eolického komplexu 101 km^2, s uvažovaním v prevažnej časti územia s koeficientom akumulácie podzemných vôd 0,122 s výnimkou severného okraja, kde bol dokumentovaný a aplikovaný nižší koeficient akumulácie podzemných vôd — 0,083. Na základe tohto výpočtu akumulované zásoby podzemných vôd hodnoteného eolického komplexu reprezentujú celkový objem 123,14 miliónov m^3 podzemných vôd.

Do tlače odporučil A Porubský.

Literatúra

BACMAŇÁKOVÁ, N. 1963: Rohožník, hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava. 30.

BAŇACKÝ, V. — SABOL, A. 1969: Základný geologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny — záverečná správa. Manuskript — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BAŇACKÝ, V. — HARČÁR, J. — SABOL, A. 1965: Neue Kentnisse über der Einfluss der tektonischen Bewegung auf die Quartäre Entwicklung der slowakischen Niederungen, Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BUDAY, T. — ŠPIČKA, V. 1958: Geologická stavba a naftonádejnosť širšieho okolia Lakšárskej elevace. Geofond. Bratislava.

BUDAY, T. — CAMBEL, B. — MAHEĽ, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR M 1:200 000, list Wien—Bratislava. Geofond, Bratislava, 249 s.

CÍLEK, V. 1956: Zpráva o geológii neogénu v širokém okolí Lakšárské Nové Vsi ve vnitroalpské pánvi. Geofond, Praha. 81 s.

DUBA, D. — KULLMAN, E. 1968: Bilančné výpočty krasových vôd v Malých Karpatoch. Vodohospodársky časopis, 16, 4, Bratislava, 480—490.

DUBA, D. — KULLMAN, E. 1968: Water Balance Calculation for the Karst Region in the Small Carpathians. Geol. Práce, Správy 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 281—289.
FEKETE, Š. 1953: Plošné a časové rozdelenie klimatologického výparu na Slovensku. Vodohospodársky časopis, 1—2, Bratislava.
FINK, J. 1955: Der Marchfeld. Beiträge sur Pleistozänforschung in Österreich. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft D. Wien.
FRANKO, O. 1958: Hydrogeologické vyhodnotenie troch výskumných vrtov pre zaistenie vodného zdroja vodovodu v Kútoch. Geofond, Bratislava.
FRANZOVÁ, M. 1969: Zpráva o hydrogeologickém průzkumu: Skalica-Holič-Kúty. Geofond, Bratislava.
GAZDA, S. — KULLMAN, E. 1967: Ground-Water Genesis in Quaternary Reservoirs Related to the Solution of Balance Problems. Carpatho-Balkan Geological Association VIII congress, Reports Engineering Geology and Hydrogeology, Belegrade. 31—35.
GAZDA, S. 1980: Hydrogeochemické pomery Záhorskej nížiny, Západné Karpaty — séria Hydrogeológia a inž. geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
GRUBINGER, H. 1958: Das Marchfeld und die geplanten Donaustufen. Österreichische Wasserwirtschaft 10, 8—9, Wien.
HOLÉCZYOVÁ, Z. 1968: Záhorská nížina — oblasť Cerová-Lieskové—Šajdíkové Humence. Regionálny hydrogeologický prieskum viatych pieskov. Geofond, Bratislava, 129 s.
KISELEV, P. A. 1951: Izučenije vodootdači porod pri pomošči indikatorov. Izvestija Akademii nauk Beloruskoj SSR, 2. Moskva.
KORABINSKÝ, J. M. 1786: Atlas regni Hungariae portabilis neue und vollständige Darstellung des Königreichs. Ungarn, Budapest.
KRIPPEL, E. — KULLMAN, E. 1962: K problému odvodňovania Záhorskej nížiny, Geografický časopis, 12, 4, Bratislava.
KRIPPEL, E. — KULLMAN, E. — SABOL, A 1967: Príspevok ku komplexnému výskumu prírodných pomerov na príklade územia listu Plavecký Mikuláš, zborník Československá ochrana prírody, 3, Bratislava, 5—36.
KULLMAN, E. 1960: Hydrogeologické a hydrochemické metódy pri štúdiu pohybov podzemných vôd. Geologický průzkum, 8, Praha.
KULLMAN, E. 1963: Vplyv kvartérnych sedimentov na hydrogeologické pomery podhorskej depresie Záhorskej nížiny. Geol. Práce, Správy 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 159—164.
KULLMAN, E. 1964: Základný hydrogeologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny, Správy o geologických výskumoch, Bratislava.
KULLMAN, E. 1965: Vody západných svahov Malých Karpát a ich vplyv na režim a zásoby podzemných vôd Záhorskej nížiny, Kandidátska dizertačná práca, Manuskript-SVŠT, Bratislava. 1—144.
KULLMAN, E. 1965: Projekt hydrogeologického prieskumu oblasti Cerová-Lieskové-Šajdíkové Humence. Manuskript-archív IGHP, Žilina.
KULLMAN, E. 1966: Základný hydrogeologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny — záverečná správa. Geofond, Bratislava, 1—169.
KULLMAN, E. 1968: Návrhová štúdia hydrogeologického prieskumu kvartérnych podzemných vôd perneckej nádrže Záhorskej nížiny. Manuscript-archív Vodné zdroje, Bratislava, 1—22.
KULLMAN, E. — PORUBSKÝ, A. 1969: Hydrogeologická mapa M 1:200 000 list Bratislava (starý listoklad) + textové vysvetlivky. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—288.
KULLMAN, E. — POSPÍŠIL, P. 1973: Hydrogeologická mapa M 1:200 000 list Bratislava (nový listoklad) + textové vysvetlivky, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E. a kol. 1974: Základná hydrogeologická mapa M 1:200 000 list Znojmo (slovenská časť) + textové vysvetlivky. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—176.
KULLMAN, E. 1978: Le rôle de mouvements néotectoniques dans la création de réservoirs d'eaux

souterraines importants dans la partie Nord — Est du Bassin de Vienne. Actés de la Conférence de Budapest Mai/Juin 1976. Annales de l'Institut géologique de Hongrie, 59, Budapest, 392—400.
KÜPPER, H. 1954: Geologie und Grundwasserbilanz in Südlichen Wiener Becken, Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellschaft, 106, Hannover, 75—81.
KÜPPER, H. 1955: Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt, Sonderheft D., Wien, 136—152.
MIKULÁŠ, E. 1969: Kuchyňa-Lozorno — Vyhodnotenie hydrogeologických prieskumných vrtov HL 1 a HL 2. Geofond, Bratislava, 1—12.
NÉMETHYOVÁ, M. — JENDRAŠŠÁK, E. 1970: Sekule-Kúty, hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava.
PETERKA, V. — ŠAMAJ, F. — TOMLAIN, J. 1966: Zrážky a výpar z pôdy z oblasti Záhorskej nížiny a Malých Karpát, Manuskript-Laboratórium pre mineralógiu a klimatológiu Prírodovedeckej fakulty UK. Bratislava.
POLÁK, R. 1965: Zohor-Láb., hydrogeologický prieskum, Geofond, Bratislava, 1—52.
PORUBSKÝ, A. 1958: Predbežný hydrogeologický posudok pre oblasť Záhorská nížina. Geofond, Bratislava.
PURGINA, J. 1958: Samuel Mikovíni; 1700—1750, Život a dielo, Správa Geodézie a kartografie na Slovensku, Bratislava.
ŘÍHA, M. 1963: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu na akcii Cerová-Lieskové. Geofond, Bratislava.
RUDINEC, R. 1958: Hydrogeologické pomery Záhorskej nížiny s ohľadom na zdroje pitnej vody. Manuskript-diplomová práca, Vysoká škola banská, Ostrava.
SABOL, A. 1963—1964: Ročné správy o základnom geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ŠUBOVÁ, A. 1973: Záhorská nížina II — Sološnická a Zohorská nádrž podzemných vôd — pitné vody, Vyhľadávací hydrogeologický prieskum, Geofond, Bratislava, 1—132.
ŠUBOVÁ, A. 1976: Správa z podrobného prieskumu — Bratislavské automobilové závody — Bratislava. Geofond, Bratislava, 1—24.
TARTAL, M. 1976: Hydrogeologický prieskum Rohožník. Geofond, Bratislava.
ÜBEL, K. 1961: Ground — Water recharge by direct infiltration of reinfall, Publication 57, International Association of Hydrogeologists. 586—596.
VADOVIČ, R. 1960: Správa o inžiniersko-geologickom prieskume pre vodné dielo Wolfstal — Bratislava, Geofond, Bratislava.
VAŠKOVSKÁ, E. 1971: Litologicko-faciálna charakteristika genetických typov kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny, Geologické práce, Správy 55. Bratislava.
ŽÁKOVSKÝ, R. 1962: Šajdíkové Humence — zlievarenské piesky — výpočet zásob, Geofond, Bratislava.

E. Kullman

L'hydrogéologie du Quaternaire et des parties supérieures de Néogène de la plaine Záhorská

Résumé

La plaine Záhorská en tant que partie marginale du Bassin Viennois couvre une superficie de plus de 1000 km^2. Elle est divisée en une séries de blocs tectoniques par les failles tectoniques. Une partie de ces blocs tectoniques forme des structures hydrogéologiques importantes et cela soit par suite de l'affaissement tectonique qui permit la formation des assises de sable et de gravier considérables dans le Néogène, mais surtout d'importantes accumulations de sable et de gravier dans le Quaternaire, ou encore par suite de l'accumulation de couches épaisses de sables éoliens sur le substratum surélevé du Néogène.

Les chapitres d'introduction sont consacrés à la revue succincte des conditions géographiques, géomorphologiques, hydrographiques, climatiques, hydrologiques et géologiques du territoire.

Dans le cadre des évaluations courantes une attention particulière est consacrée aux problèmes hydrographiques de certaines parties du territoire étúdie, aux écoulements spécifiques des eaux souterraines et aux coefficients d'accumulation des sédiments Quaternaires.

Au point de vue hydrographique dans la partie du territoire étudié, la tectonique quaternaire récente, l'activité éolienne intense et les changements des conditions climatiques affectèrent d'une mesure importante les changements du réseau fluvial. Ces changements furent évalués sur la base: de la disposition et de la portée des cônes de déjaction des cours d'eau des Petites Carpates, des dépressions morphologiques documentant les lits anciens remplis par l'activité éolienne, de la disposition des émergences des sources et de la confrontation des documents historiques cartes sur le réseau fluvial avec son état actuel. Les résultats obtenus montrèrent des changements importants du réseau fluvial principalement dans la dépression Zohorská. L'évaluation des documents cartographiques avait permis de documenter aussi dans le temps ces changements au cours des 200 dernières années.

Pour les bilans hydrologiques ainsi que pour évaluer les réserves dynamiques des eaux souterraines on avait étudié la réalimentation des eaux souterraines par la précipitation. Ce problème avait été résoulu en évaluant les écoulements spécifiques des eaux souterraines dans les terrains réalimentés soit seulement par les eaux des précipitations (la région des sables éoliens de l'élevation de Lakšáre), soit dans les terrains où il était possible d'évaluer particulièrement les autres influences sur la réalimentation des eaux souterraines (le réservoire des eaux souterraines quaternaires de Sološnica dans la dépression Zohorská). Les résultats obtenus de l'évaluation des années (1961, 1967, 1968) documentèrent les écoulements spécifiques annuel moyens des eaux souterraines provenant des sables éoliens de l'élevation de Lakšáre dans les limites allant de 3,5 à 4,0 l/s km^2 et de réservoire de Sološnica formé de sédiments alluvionnaires et éoliens, les écoulements spécifiques des eaux souterraines pour 1972 se montent à 4,6 l/s/km^2. Au cours des années de sécheresse extrême l'écoulement spécifique annuel moyen des eaux souterraines peut baisser au-dessous de 3,0 l/s/km^2. Ceci est documenté par les rapports de précipitation-évaporation de 1962 par la station climatique de Malacky, montrant sur la possibilité d'infiltration annuelle moyenne seulement de 2,98 l/s/km^2.

Pour estimer les réserves totales des eaux souterraines quaternaires accumulées dans les structures hydrogéologiques individueles il était nécessaire d'évaluer les coefficients d'accumulation des eaux souterraines. Ceux-ci furent établis tant par les méthodes partant des résultats des essais de pompage, ainsi que par les méthodes de laboratoire. Les coefficients d'accumulation des sédiments alluvionnaires, formés de graviers aux grains moyens et gros peu travailleés, furent établis des résultats des essais de pompage effectués dans deux localités dans l'étendue de 0,2 — 0,236.

Les coefficients d'accumulation des eaux souterraines des sables éoliens: des résultats des essais de pompage effectués dans 5 localités ils furent établis dans l'étendue de 0,064 à 0,168, des résultats des essais de laboratoire sur 9 échantillons ils furent établis dans l'étendue de 0,09 à 0,20.

Le point principal de cet exposé est l'évaluation complexe des conditions hydrogéologiques du Quaternaire et des parties supérieures du Néogène des blocs tectoniques individuels de la plaine Záhorská. La plaine est formée des sédiments néogènes et quaternaires, tandis que l'élément constitutif du bassin sont les blocs limités par les failles. Le bassin est tectoniquement divisé par des lignes de faille longitudinales en plusieurs zones d'élévation et de dépression allant de NE à SO. Moins importantes sont les lignes tectoniques transversales, généralement perpendiculaires à le chaîne carpatienne. La plaine en général dans le Ponte et le Pliocène fut en majeure partie stabilisée. S'affaissaient seulement deux blocs tectoniques dont la dépression Zohorská au pied des Petites Carpates et la dépression Kútska se situant dans la partie nord-ouest de la plaine. Par suite des mouvements de subsidence dans le Quaternaire d'importantes accumulations des sédiments quaternaires prirent lieu dans ces deux blocs tectoniques. Dans les autres blocs tectoniques, par suite du substratum néogène élevé se formèrent seulement de petites couches de sédiments quaternaires, hydrogéologiquement pour la plupart peu importantes. L'exception forme seulement l'élevation de Lakšáre, où malgré le substratum néogène hautement élevé l'activité éolienne avait accumulé sur une vaste étendue d' importantes couches des dunes de sables.

En général la plaine Záhorská en accord avec la division tectonique est divisée en 6 unités hydrogéologiquement différentes. Ce sont:

la région marginale de blocs des Petites Carpates
la dépression zohorská
la dépression plavecká
l'élevation de Lakšáre
la zone d'élevation unie (comprenant la bande d'élevation lábsko-lakšársky, la dépression malacko-kovalovská et l'élevation šaštinsko-gajarská)
l'enfoncement central et la dépression kútska

La région marginale de blocs des Petites Carpates est le reste de l'ancienne marge non affaissée, qui s'était préservée au delà des failles marginales. De sous les sédiments quaternaires émergent ici les séries de couches du Baden inférieur (conglomérats polymictes, graviers du Baden supérieur, argiles aux couches de sables et grès). Le substratum du Néogène hautement élevé avait permis dans la majeure partie du territoire la formation seulement des couches peu épaisses de sédiments quaternaires. Plus important est seulement le Quaternaire formé de graviers et sables de la terrasse devínsko-novoveská.

Du point de vue hydrogéologique les sédiments du Baden inférieur et supérieur n'accusent pas un grand contenu d'eau. Les forages hydrogéologique réalisés documentèrent individuellement un débit de 0,2 l/s à 3,25 l/s. Les sédiments quaternaires dans la majeure partie du territoire ne sont pas d'une grande importance hydrogéologique. L'exception forme la terrasse devínsko-novoveská d'une étendue d'environ de 15 km^2 avec l'accumulation de sables et graviers épaisse de 2 à 8 m. Sur la périphérie de la terrasse émergent 2 sources (la source Jalšovský — 10 l/s et la source près du moulin des champs 1,0 à 2,0 l/s). Les travaux de forage près de la source „Jalšovský" permirent l'exploitation de 20 l/s des eaux souterraines. Les faits connus jusqu'à présent forcent à supposer l'action concertée des eaux souterraines du Quaternaire et du Baden supérieur au sujet du débit de cette source.

La dépression Zohorská est la partie nord de l' effondrement-fossé vaste s'étendant sur une longueur de 106 km à la largeur variée de 2 à 8 km à partir de Wiener Neustadt en Autriche par Moravské pole sur le territoire tchécoslovaque dans la plaine Záhorská. Ce vaste effondrement-fossé hydrogéologiquement trés important est divisé par les élévations latérales en trois unités de dépression indépendantes remplis de sédiments quaternaires. De ces trois unités de dépressions deux s'étendet sur le territoire de l'Autriche et la troisième unité la plus septentrionale sur le territoire tchécoslovaque dans la plaine Záhorská. La plus méridionale est la dépression de Mitterndorf à la longueur de 40 km environ, la larguer de 2 à 8 km, remplie de graviers quaternaires d'une épaisseur allant jusqu' à 150 m (H. Küpper 1954), celle du milieu est la dépression sur le Moravské pole de „Lasser Senke" remplie également d'épais sédiments quaternaires (I. Fink 1955). La plus septentrional est la dépression Zohorská étudiée par nous, s'étendant de SO—NE au pied des Petites Carpates à partir de Marchegg jusqu'à Plavecký Mikuláš.

La dépression Zohorská est 36 km longue et 7 à 8 km large. Sur son évolution, à part les failles longitudinales, influaient aussi les mouvements le long des failles transversales (SO—NE). Ceux-ci ensemble avec la tectonique de plissement divisèrent la dépression Zohorská à l'intérieur par deux zones d'élevation transversales (l'élévation de Pernek et l'élévation de Lozorno) en trois dépressions partielles dont la dépression partielle la plus septentrionale de Sološnica, la dépression centrale de Pernek et la dépression la plus meridionale de Zohor-Marchegg aux assises de sédiments quaternaires importantes dont les grandes épaisseurs sont la réflexion d'importants mouvements de subsidence dans le Quaternaire. Les sédiments quaternaires dans la dépression Zohorská reposent pour la plupart sur les sédiments néogènes de Pont et seulement localement dans les parties marginales aussi de Pannonien. Les sédiments de Pannonien et de Pont sont formés d'argiles aux assises de sables et de graviers. Le nombre de couches de sables et de graviers varie beaucoup localement. Les forages hydrogéologiques réalisés documentèrent individuellement dans le Pannonien des débits allant de 2,9 l/s à 4,4 l/s et dans le Pont pour la plupart entre 2,0 à 6.6 l/s. L'exception fait la région de passage entre les dépressions partielles de Pernek et de Zohor-Marchegg, où dans l'un des forages de la série de couches de Pont à une profondeur de 108 m on avait documenté 9 couches artésiennes plus importantes dont le débit total vérifié est de 34 l/s.

Les conditions favorables pour l'accumulation d'épaisses sédiments quaternaires dans les dépressions partielles permirent la formation de trois réservoirs d'eaux souterraines quaternaires importants.

Le réservoir de Sološnica d'eaux souterraines quaternaires d'une superficie de 64,7 km^2 (y compris les terrains de collection adjacents de 85,5 km^2) est rempli de grandes épaisseurs de sédiments quaternaires perméables et cela près de la marge sud-est formés de sédiments alluvionnaires, dans la partie centrale et nord-ouest par les sables éoliens. L'épaisseur des sédiments alluvionnaires est dans les limites de 29,0 à 45,0 m. Leur coefficient de filtration est dans les limites de $7.1.10^{-5}$ à $4,0.10^{-5}$ m/s et le coefficient d'accumulation d'eau 0,2 à 0,22. L'épaisseur des sables éoliens dans la partie centrale du réservoir varie de 46 à 62 m. Les épaisseurs documentées maximales des sables éoliens sont dans la partie nord-ouest du réservoir allant de 60 à 78 m. Le coefficient de filtration des sables éoliens se meut entre $6,6.10^{-5}$ m/s et $1,72.10^{-4}$ m/s. Le coefficient d'accumulation d'eau calculé par plusieurs méthodes va de 0,09 à 0,2.

Le réservoir en général est alimenté par infiltration des précipitations du terrain propre, par l'écoulement direct des eaux souterraines des roches carboniques du Mésozoïque des Petites Carpates dans les sédiments quaternaires du réservoir et par un écoulement relativement petit des eaux souterraines de la région de l'élevation de Lakšáre. Le drainage des eaux souterraines du réservoir se fait seulement par un cours d'eau de surface — Rudava par suite de la barrière néogène tectoniquement formée sur la marge ouest du réservoir. Dans la rivière de Rudava les eaux souterraines du réservoir émergent dans la région se trouvant avant la barrière néogène. Les directions de l'écoulement des eaux souterraines sont de la partie nord et sud du réservoir dans son centre, par où coule la rivière de Rudava.

Par le bilan hydrologique du réservoir réalisé pour plusieurs périodes hydrologiques et complété par le bilan hydrochimique on avait documenté dans le réservoir de Sološnica 437 à 480 l/s de réserves dynamiques d'eaux souterraines. Le passage caché des eaux souterraines des roches carboniques du Mésozoïque des Petites Carpates, calculé de l'équation hydrologique de bilan représente 70 à 132 l/s d'eaux souterraines. Les réserves accumulées des eaux souterraines du réservoir furent calculées á environ 559,8 millions de m^3.

Le réservoir de Pernek des eaux souterraines quaternaires forme le réservoir central des eaux souterraines dans la dépression Zohorská et couvre une superficie totale de 69,4 km^2. Il est rempli d'une puissante série de couches de sédiments diluvio-alluvionnaires et éoliens. Dans sa partie est il est rempli de graviers alluvionaires de petits et gros grains aux mélanges de sables à grains moyens et fins, alternant avec les assises de sables éoliens à grains fins. L'épaisseur des sédiments quaternaires hydrogéologiquement bien perméables dans cette partie du réservoir atteint 60 m avec le coefficient de filtration environ de $2,2.10^{-4}$ m/s. La partie centrale et ouest du réservoir avec l'épaisseur maximale de sédiments quaternaires de 120 m est formée dans sa partie moyens et supérieure par les séries de couches du Quaternaire de sables éoliens à grains fins et moyens aux assises isolées d'argiles et de graviers. La partie inférieure est

formée prédominamment d'argiles aux assises de graviers et sables fortement recouverts d'argile. D'une importance hydrogéologique est la partie moyens et supérieure de la série de couches à une profondeur de 50 à 80 m avec le coefficient d'infiltration dans les limites de $1{,}4.10^{-4}$ à $5{,}2.10^{-3}$ m/s et le coefficient d'accumulation de 0,16 à 0,2. Près de la marge sud du réservoir, avant la région de son passage dans le réservoir de Zohor-Marchegg l'épaisseur des sédiments quaternaires change sensiblement de 25 m à 48 m.

Le réservoir des eaux souterraines est réalimenté par l'infiltration des précipitations du territoire propre, ainsi que par le passage des eaux souterraines des Petites Carpates dans les sédiments quaternaires du réservoir. Le drainage des eaux souterraines de réservoir se situe dans une large mesure dans la zone de failles longitudinales (dans les failles lábske), le long desquelles les sédiments haut placés du Néogène de la bande d'élevation lábsko-lakšárska près de la marge NO du réservoir forment la barrière aux eaux souterraines. Les eaux souterraines y sont drainées soit par passages directs dans les cours d'eau de surface (dans la région devant les failles lábske et sur les failles lábske), ainsi que par les émergences des eaux souterraines en 4 groupes des sources de barrière d'un débit total de 120 l/s à 230 l/s. Un drainage suivant des eaux souterraines est par les sédiments quaternaires et néogènes de l'élévation de Lozorno, formant le seuil néogène entre le réservoir de Pernek et celui de Zohor-Marchegg des eaux souterraines. L'épaisseur des sédiments quaternaires sur ce seuil est de 20 à 40 m et le passage documenté des eaux souterraines par les sédiments quaternaires posés sur le „seuil" néogène, ainsi que par ses horizons de graviers et sables est en moyenne de 100 l/s.

Le bilan hydrologique d'orientation du réservoir réalisé pour la superficie de 101,2 km^2, dont la superficie du réservoir lui-même est de 69,4 km^2 et le reste est formé de territoires de collection adjacents documenta pour divers périodes climatique des réserves dynamique dans les limites de 378 l/s à 515 l/s. Le passage direct des eaux souterraines de la chaine adjacente des Petites Carpates dans les sédiments quaternaires du réservoir fut par le bilan hydrologique calculé à 70 l/s. Le bilan hydrochímique réalisé des eaux souterraines partant du rapport de mélange des eaux souterraines hydrochimiquement différentes de la chaine adjacente et des eaux infiltrées venant des précipitations du réservoir lui-même avait confirmé les résultats du bilan hydrologique. Les réserves accumulées moyennes des eaux souterraines du réservoir de Pernek représentent en gros 383,5 millions de m^3 d'eaux souterraines.

Le réservoir Zohorsko-marcheggský des eaux souterraines quaternaires forme la partie la plus méridionale de la dépression Zohorská. Il couvre une superficie de 37,7 km^2. Il est rempli d'une grande épaisseur de sédiments quaternaires. Leur épaisseur s'accroît à partir de la région de la liaison avec le réservoir de Pernek en direction du centre de la dépression et cela de 48 m de la région de la liaison jusqu'à 88 m dans la partie centrale du réservoir. Le remplissage quaternaire est formé de graviers sableux et de sables. Ce sont d'une part les sédiments fluviaux de la Morava et de l'autre les sables éoliens, mais surtour les sables éoliens charriés.

La perméabilité la plus élevée des sédiments quaternaires selon les coefficients de filtration fur documentée dans la partie centrale du réservoir formé principalement de graviers sableux ($5{,}7.10^{-4}$ m/s à $8{,}6.10^{-4}$ m/s). A partir de cette région, tant en direction du réservoir de Pernek, ainsi qu'en celle de Marchegg, avec l'accroissement du constituent sableux les valeurs des coefficients de la filtration se réduisent aux valeurs de $3{,}6.10^{-4}$ m/s à $5{,}1.10^{-4}$ m/s.

La réalimentation des eaux souterraines se fait des précipitations infiltrées sur le territoire du réservoir, par l'affluent des eaux souterraines de réservoir de Pernek (dans la quantité documentée de 100 l/s), par l'infiltration des eaux de la rivière de Morava et secondairement dans la partie NE par les eaux souterraines provenant des Petites Carpates. Le drainage des eaux souterraines se fait d'une part dans les canaux de drainage et les cours d'eau de surface passant par le réservoir et se jetant dans la rivière de Morava et de l'autre par le passage direct des eaux souterraines dans la rivière de Morava.

Sur la base des connaissances présentes on peut évaluer quantitativement une partie des réserves dynamiques des eaux souterraines qui est représentée par le passage des eaux souterraines de réservoir de Pernek dans celui de Zohor-Marchegg, ainsi qu'une partie des réserves dynamiques des précipitation

infiltrées. La dotation par les eaux souterraines de ces deux réserves (sans la considération de la dotation en eaux souterraines par la rivière de Morava et par la région des Petites Carpates) représente environ 250 l/s des réserves dynamiques des eaux souterraines. Les réserves dynamiques réelles surtout par suite de la réalimentation importante en eaux souterraines du réservoir par les eaux de la rivière de Morava sont substantiellement plus élevées. Ceci est documenté aussi par les calculs pour les puits réels et fictifs montrant sur les réserves dans l'étentue de 303 à 477 l/s selon les alternatives individuelles de la distribution (A. Šubová 1973). Les réserves accumulées des eaux souterraines du réservoir représentent en gros 518 millions m^3 d'eaux souterraines.

La dépression plavecká est un bloc tectoniquement limité et stabilisé vers la fin du néogène aux séries de couches hautement situées du Néogène et à la petite épaisseur de sédiments quaternaires. Le Néogène est formé de sédiments de Sarmatien et Pannonien peu perméables, constitués par les séries de couches argileuses aux assises rares et aux intercalations de sables, grès et graviers. Le Quaternaire formé prédominamment de sédiments alluvvionnaires et diluviaux fortement recouverts d'argile des cours d'eau des Petites Carpates atteint, selon les connaissances actuelles, seulement de petites épaisseurs (1 à 3 m). Avec les faits sur les épaisseurs des sediments quaternaires, sur leur caractère lithologique et hydrogéologique ne sont pas entièrement en accord les résultats hydrogéologique obtenus lors de l'évaluation du bilan de l'élévation avoisinante de Lakšáre (Z. Holéczyová 1968) montrant sur un passage plus grand des eaux souterraines des Petites Carpates par la dépression plavecká dans la région SE de la marge de l'élévation de Lakšáre, semblant répondre aux quantités d'écoulements des sédiments quaternaires documentés de la dépression plavecká.

L'élévation de Lakšáre est un horst néogène divisé par de failles longitudinales de direction générale SO-NE sur la série de blocs longitudinaux. Dans le substratum du Quaternaire, avec l'exceptions de la partie ouest formée de séries de couches du Sarmatien et du Baden supérieur (les argiles aux assises de sables, graviers, grès et conglomérats) et de surfaces minimes près de la marge est formées de séries de couches d'Eggenbourg (argiles, conglomérats carbonique et grès), la majeure partie de l'élévation est formée de séries de couches du Carpatien. Le Carpatien émerge dans la partie nord-est et est de l'élévation en facies de conglomérats et de grès, dans le reste de la partie prédominante du territoire in facies šlírová (argiles aux assises rares de sables, grès et graviers).

Les sédiments néogèns de l'élévation sont en tout hydrogéologiquement très peu favorables. Les forages hydrogéologiques documentèrent prédominamment de petits débits (0,0 à 0,45 l/s) pour la plupart des eaux souterraines de transvasement artésien. Les conditions hydrogéologiques relativement plus favorables sont dans le Baden supérieur (à Lakšárska Nová Ves) par suite de l'évolution de plusieurs horizons de sables, graviers et grès au débit des forages individuels allant de 0,14 l/s à 1,5 l/s.

D'une grande importance hydrogéologique dans cette unité tectonique est le Quaternaire sujacent formant un vaste complexe de sables éoliens d'une superficie de 101 km^2. Il forme une structure hydrogéologique indépendante sur un substratum de haute situation, hydrogéologiquement en général imperméable. Le complexe des sables éoliens par suite d'une morphologie articulée de la surface néogène, ainsi que de la surface des sables éoliens a des épaisseurs variées allant de 8,5 m à 22,0 m. Il est formé de sables siliceux aux grains moyens à fins à la fraction prédominante allant de 0,2 à 1,0 mm (60 à 97 %). Le coefficient d'accumulation des eaux souterraines va de 0,0642 à 0,16.

La réalimentation en eaux souterraines du complexe des sables éoliens se fait exclusivement par l'infiltration des eaux atmosphériques. Le drainage de ses eaux souterraines est tant par les sources, ainsi que par le passage direct des eaux souterraines dans les cours d'eau de surface de Rudava, Myjava et Myjavka. La direction du drainage est déterminée par la morphologie de la surface du Néogène incliné vers le Nord, Nord-Est, Sud-Est et Est. Dans ces directions a lieu le drainage des eaux souterraines près de la marge du complexe des sables éoliens. Le drainage le plus important par les sources émergentes se situe près de la marge est, où sur une longueur d'environ de 4,5 km émergent 18 sources du type en couches au débit total fluctuant de 36,6 l/s à 128,5 l/s.

Quantitativement les eaux souterraines du complexe des sables éoliens furent évaluées par plusieurs

méthodes (E. Kullman 1966, Z. Holéczyová 1968) et les réserves des eaux souterraines dynamiques etaccumulées calculées.

Les réserves dynamiques furent évaluées par la méthode basée sur les mesures directes de l'écoulement des eaux souterraines sur la périphérie du complexe par l'évaluation des écoulements spécifiques des eaux souterraines, par la méthode d'estimation de l'écoulement dans les sections de passage sur la périphérie du complexe, partant des coefficients de filtration trouvés, des épaisseurs de l'aquifère et des conditions de pente et finalement par la méthode d'évaluation de l'écoulement des eaux souterraines partant des changements de volume de l'eau souterraine par suite du régime fluctuant du niveau. Les réserves accumulées furent évaluées du volume de l'aquifère du complexe et du coefficient d'accumulation trouvés.

Le calcul des réserves dynamiques des eaux souterraines partant de l'évaluation des écoulements spécifiques des eaux souterraines avait documenté en 1961 un écoulement spécifique des eaux souterraines de 3,54 l/s/km^2, et en 1967 — 4,08 l/s/km^2 et en 1968 — 3,6 l/s/km^2. Dont les réserves dynamiques des eaux souterraines du complexe comme tel furent estimées en 1961 à 358 l/s, en 1967 à 412 l/s et en 1968 à 364 l/s.

Les réserves dynamiques des eaux souterraines de l'estimation des débits moyens dans les profils marginaux du complexe furent évaluées à 297 l/s.

Les réserves dynamiques des eaux souterraines de l'estimation de changements de volume des eaux souterraines du complexe partant du régime variant du niveau des eaux souterraines (la période de Janvier à Août 1967à) furent évaluées á 346 l/s.

En tout dans le complexe des sables éoliens les réserves dynamiques des eaux souterraines dans les diverses périodes climatiques et avec les méthodes diverses variaient dans les limites de 297 l/s—412 l/s prédominamment autour de 350 l/s.

Les réserves des eaux souterraines accumulées du complexe des sables éoliens mises en rapport avec le niveau minimal moyen représentent un volume total de 123 milions m^3 d'eaux souterraines.

La zone d'élévation unie comprend la bande d'élevation lábsko-lakšárska, la dépression malacko-kovalská et l'élévation šaštínsko-gajarská. Celles-ci forment ensemble la zone de sédiments néogènes, couvrent pratiquement toute la partie centrale de la plaine Záhorská et qui du point de vue hydrogéologique est estimée comme unité. Sur le territoire de la zone d'élévation unie de sous les petites épaisseurs de sédiments quaternaires, respectivement sur la surface émergent les sédiments tertiaires du Pannonien (dans la région de Šaštínske Stráže, ainsi que du Sarmatien et une surface minime du Baden) formés d'argiles aux assises et intercalations de sables aux grains fins fréquemment marneux, pour la plupart sans horizons d'eau importants.

Du nombre total de 35 forages hydrogéologiques réalisés 30 furent faits dans la série de couches du Pannonien. Les débits documentés des eaux souterraines dans les forages individuels dans le Pannonien rangent en partant des débits minimes jusqu'à 1 à 2 l/s. Les débits de 2 à 3 l/s furent documentés dans la région de Sekule et de Veľké Leváre. Une exception favorable fait seulement la région de Gajare où furent trouvés des horizons d'eau de sables de grandes épaisseurs aux grains fins jusqu'àux moyens et aux débits d'eaux souterraines dans les forages individuels de 7,7 l/s et 13 l/s. Il faut noter que tant les puits forés près de Sekule, Veľké Leváre, ainsi que ceux près de Gajare se situent dans les régions marginales avec la dépression kútska. Les puits forés hydrogéologiques vérifiant la nappe aquifère de la série de couches du Sarmatien de la bande d'élévation unie dans la région de Šaštín documentèrent des conditions peu favorables par rapport aux débits maximaux documentés de 0,11 l/s à 1,61 l/s des puits forés individuels.

Ainsi que les sédiments néogènes de la bande d'élévation unie, de même aussi les sédiments quaternaires de cette bande sont dans leur majeure partie d'une petite importance hydrogéologique. Les sédiments quaternaires sont représentés ici dans une mesure plus grande par les sables éoliens, les sédiments de sables et graviers des terrasses de la rivière de Morava et les sédiments diluviens. La région possèdes des conditions hydrogéologiques défavorables du Quaternaire surtout par suite de la petite

épaisseur des sédiments quaternaires et de leur déposition prédominamment au-dessus de la base d'érosion locale ce qui empêche même dans les endroits d'épaisseurs relativement plus grandes du Quaternaire la formation des nappes aquifères plus importantes. Parmi les sédiments quaternaires de cette région d'une importance hydrogéologique plus grande est le complexe des sables éoliens dans la région entre Veľké Leváre, Studienka et Malacky. L'importante superficie des sables éoliens, malgré leurs petites épaisseurs et déposés sur le substratum du Néogène haut placé, avait permis la concentration d'importantes eaux souterraines quaternaires émergeant dans les environs plus larges du village de Studienka en plusieurs sources au débit commun d'environ de 24 l/s.

L'effondrement central et son promontoire NE — la dépression kútska, en tant que les unités tectoniques les plus occidentales de la plaine Záhorská nížina sont formées dans le substratum de sédiments néogènes du Pliocène et cela dans la dépression kútska par les sédiments de Pont (argiles aux assises de sables avec grains moyens et gros), dans le reste de la partie de l'effondrement des sédiments du Pannonien (argiles aux assises de sables jusqu'àux graviers). Dans la série de couches de Pont les abondantes assises et lentilles de sables prédominamment aux grains fins plus rarement aux grains moyens et gros d'épaisseurs de 1 à 3 m (exceptionnellement 10 m et plus) conditionnèrent des débits variés des puits forés et cela allant de quelques dizièmes de l/s jusqu'aux dizaines de l/s. Les débits de la majeure partie des puits forés, cependant, varient de 0,2 l/s à 2,0 l/s Dans la série de couches du Pannonien la majeure partie des nappes aquifère est formée de sables aux épaisseurs diverses et aux grains fins et souvent argileux. Les épaisseurs atteignent plusieurs mètres, exceptionnellement 10 m et plus. Les horizons de graviers de plusieurs mètres sont rares. Les débits des puits hydrogéologiques du Pannonien dans l'effondrement central sont en moyenne plus élevés que ceux du Pont dans la dépression kútska et se meuvent dans les puits forés individuels entre 1,0 l/s et 16,0 l/s.

Du point de vue des conditions hydrogéologiques des sédiments quaternaires il y a d'importantes différences entre la dépression kútska et le reste de la partie de l'effondrement central.

La dépression kútska est un effondrement de tranchée de direction SO—NE, s'étendant en bande d'une largeur de 4 à 8 et longue de 30 km allant de Gbely par Kúty jusqu'à Malé Leváre. Elle forme à partir du Baden inférieur jusqu'au Quaternaire une région de dépression s'affaissante avec des affaissements cosidérables dans le Quaternaire. Dépendamment de la tectonique d'affaissement et de l'influence de la sédimentation quaternaire de la Morava des sédiments quaternaires de grandes épaisseur se formèrent. Leurs épaisseurs les plus grandes sont dans la tranchée tectonique, limitée par les failles et s'étendant dans la partie centrale de la dépression en direction NNE—SSO sur une longueur environ de 14 km et d'une largeur variée allant de 1,5 à 2,5 km, à l'épaisseur moyenne du Quaternaire de 20 à 25 m (l'épaisseur maximale vérifiée des sédiments quaternaires est jusqu'à 42 m).

Le caractére hydrogéologique des sédiments quaternaires par suite d'alternance des graviers, des sables, sables argileux et intercalations d'argiles est considérablement changeant. Les coefficient de filtration se meuvent dans une grande gamme allant de $8{,}38.10^{-5}$ jusqu'à $1{,}15.10^{-3}$ m/s. Les sédiments quaternaires de la dépression kútska ont une réalimentation en eaux souterraines compliquée. Lors des niveaux bas et moyens d'eau dans la Morava, nommément par les eaux souterraines du plateau Borsko-jursky et des précipitations du territoire propre. Lors des niveaux d'eau élevés aussi par la Morava. Lors des niveaux bas et moyens la Morava draine les eaux souterraines de toute l'étendue de la depression kútska. La direction de l'écoulement des eaux souterraines dans la partie nord est de NE au SO et le long du plateau Borskojurská de E à O, tandis que dans la partie centrale de la dépression par suite de la tranchée tectonique le courant des eaux souterraines tourne en direction N — S.

Pour estimer les réserves dynamiques on avait évalué l'affluence des eaux souterraines dans la dépression kútska du plateau Borsko-jurské et de la région de l'alluvion de Myjava à 125 l/s. Les réserves dynamiques pour le réservoir kútsky des eaux souterraines comme tel furent évaluées seulement d'orientation par les essais de pompage effectués dans le groupe de puits forés répartis dans la partie substantielle du réservoir á environ 250 l/s. (N. Némethyová — E. Jendraššák 1970). Par suite du pompage partiel des eaux souterraines accumulées du réservoir, ainsi que par suite de la récirculation

possible d'une partie des eaux souterraines pompées on ne peut pas considérer cette quantité d'eaux souterraines dans toute son étendue comme des réserves dynamiques d'eaux souterraines. Les réserves des eaux souterraines accumulées du réservoir comme tel représentent environ 159 milions de m^3 d'eaux souterraines.

Les textes de figures

Fig. 1 Les changements du déroulement des cours d'eau dans la dépression de Pernek de la plaine Záhorská nížina (préparé par E. Kullman 1964)
1 — cours d'eau; 2 — lacs et étangs; 3 — sources (non captées, captées); 4 — le déroulement des cours d'eau selon la carte dans l'Atlas Regni Hungarial portabilis (Korabinský 1757); 5 — le déroulement des cours d'eau assumé dans le passé selon la morphologie reflétant les anciens lits de fleuves; 6 — la direction des déplacements des cours d'eau de la région; 7 — les courbes de niveau du terrain dans les régions des anciens lits de fleuves; 8 — la ligne de démarcation superficielle entre les sables éoliens et les cônes d'alluvionnement des cours d'aeu des Petites Carpates; 9 — la limite la plus occidentale trouvée des cônes d'alluvionnement des cours d'eau des Petites Carpates dans le substratum des sables éoliens; 10 — la ligne tectonique, le long de laquelle les sédiments du Néogène forment la barrière aux eaux souterraines du Quaternaire de la dépression de Pernek; 11 — la direction prédominante des vents.

Fig. 2 La carte schématique des unités tectoniques de la plaine Záhorská nížina avec l'indication des régions des eaux souterraines quaternaires hydrogéologiquement importantes (préparée par E. Kullman en utilisant les documents géologiques de T. Buday)
1 — les réservoirs quaternaires des eaux souterraines; 2 — le complexe des sables éoliens de l'élevation lakšarska; 3 — les dépôts alluvionnaires de la rivière Myjava; 4 — les limites des unités tectoniques Néogènes individuelles — similaires aux lignes tectoniques principales a) vérifiées, b) assumées; 5 — la bordure des Petites Carpates; 6 — la ligne de démarcation d'importantes régions d'eaux souterraines quaternaires; 7 — cours d'eau.

Fig. 3 La carte de coupe schématique du réservoir de Sološnica des eaux souterraines des sédiments quaternaires. (préparée par E. Kullman 1965 et remaniée sur la base des forages plus récents en 1976.)
1 — les sables éoliens et les sables éoliens chariés; 2 — les graviers proluviaux couverts de terre glaise de degrés divers, 1—2 le Quaternaire; 3 — les argiles et les argiles sableuses aux couches de sables et graviers (Néogène); 4 — failles; 5 — le niveau moyen des eaux souterraines; 6 — le bord du réservoir; 7 — la ligne de la coupe géologique (l'axe de renversement de la coupe).

Fig. 4 La coupe géologique longitudinale du cône alluvionnaire de Rohožnik (selon N. Bacmaňáková 1964). 1 — les sables; 2 — les sables au mélange de fragments de roche peu travaillés; 3 — les graviers à gros grains prédominamment couverts de terre glaise; 4 — les terres glaises; (1—4 le Quaternaire); 1 — les sédiments éoliens; 2—4 les sédiments proluviaux; 5 — les argiles (Néogène); 6 — les forages hydrogéologiques (a — dans la situation; b — dans la coupe géologique) 7 — la ligne de la coupe géologique.

Fig. 5 La carte des isohydrohypses des eaux souterraines quaternaires du réservoir de Sološnica (selon A. Šubová 1973). 1 — les cours d'eau de surface; 2 — les isohydrohypses de 25. 10. 1972 (la période des niveaux d'eaux souterraines bas); 3 — la direction de l'écoulement des eaux souterraines.

Fig. 6 La carte des relations des eaux de surface et des eaux souterraines des sédiments quaternaires dans le réservoir des eaux souterraines de Sološnica (préparée par E. Kullman des résultats des mesures durant la période hydrogéologiquement stable de juillet 1963.) 1 — la démarcation du réservoir des eaux souterraines quaternaires; 2 — le bord des Petites Carpates; 3 — les lignes tectoniques hydrogéologiquement importantes; 4 — les cours d'eau; 5 — les section spécifiques avec l'indication des débits en l/s; 6 — la reprise des mesures hydrométriques lors de leur interruption temporaire; 7 — les débits des cours d'eau de surface.

Fig. 7 La carte de section schématique d'eaux souterraines des sédiments quaternaires du réservoir de Pernek et de Zohor-Marchegg (préparé par E. Kullman 1965 et réajusté sur la base des forages plus recénts faits en 1976.)
1 — les sables éoliens et les sables éoliens charriés; 2 — les graviers proluviaux au degré divers de recouvrement de terre glaise; 3 — les graviers, les arènes et les sables non triés aux intercalations et positions de limons et argiles (dans le réservoir de Zohor-Marchegg); 1—3 Quaternaire; 4 — les limons aux couches d'arènes glaiseux, les argiles et les argiles sableuses aux positions de graviers et de sables, localement — surtout dans le passage entre le réservoir de Pernek et Zohor-Marchegg l'alternance des positions d'argiles avec celles de graviers aux épaisseurs considérables (la partie inférieure de Quaternaire et Néogène); 5 — les failles; 6 — le niveau moyen des eaux souterraines; 7 — le bord du réservoir; 8 — la ligne de profil (l'axe de renversement du profil); 9 — l'élevation au-dessus du niveau de la mer en m.

Fig. 8 La situation de la région du passage des eaux souterraines du réservoir de Pernek des eaux souterraines quaternaires dans le réservoir des eaux souterraines quaternaires de Zohor-Marchegg. 1 — les cours d'eau; 2 — la région de passage des eaux souterraines de réservoir de Pernek dans celui de Zohor-Marchegg; 3 — les forages hydrogéologiques; 4 — les lignes de profil (voir Fig. 9 et 10).

Fig. 9 La coupe géologique schématique transversale de la région de passage des eaux souterraines de réservoir de Pernek d'eaux souterraines quaternaires dans celui de Zohor-Marchegg d'eaux souterraines quaternaires (selon R. Polák 1973 — réajusté par E. Kullman 1976) 1 — les graviers, les graviers sableux, les sables; 2 — les argiles; 3 — les failles; 4 — la ligne de démarcation assumée de Quaternaire Néogène.

Fig. 10 Le profil géologique schématique de long de la région de passage d'eaux souterraines de réservoir des eaux souterraines quaternaires de Pernek dans celui des eaux souterraines quaternaires de Zohor-Marcheg (selon R. Polák 1973 — réajusté par E. Kullman 1976). 1 — les graviers, les graviers sableux, les sables; 2 — les argiles; 3 — les failles; 4 — la ligne de démarcation assumée de Quaternaire-Néogène.

Fig. 11 La carte des relations des eaux de surface et souterraines des sédiments quaternaires dans le réservoir d'eaux souterraines de Pernek (préparée par E. Kullman en utilisant les résultats de mesures faites dans la période de stabilisation hydrologique en 1959.)
1 — le bornage de réservoir d'eaux souterraines quaternaires; 2 — le bord des Petites Carpates; 3 — les lignes tectoniques hydrogéologiquement importantes; 4 — les cours d'eau de surface; 5 — les cours d'eau de surface tamporaires; 6 — les lacs et les étangs; 7 — les sources; 8 — les débits des cours d'eau de surface.

Fig. 12 La carte des isohydrohypses d'eaux souterraines quaternaires de réservoir de Pernek (préparée par E. Kullman selon les mesures de 16. 5. 1967.) 1 — les stations d'observation; 2 — les isohydrohypses et les directions de l'écoulement d'eaux souterraines; 3 — les sources; 4 — les lignes tectoniques; 5 — la limitation de réservoir des eaux souterraines de Pernek.

Fig. 13 La carte des isohydrohypses des eaux souterraines quaternaires des sédiments de réservoir de Zohor-Marchegg pour la période des niveaux bas des eaux souterraines (selon A. Šubová 1973). 1 — les cours d'eau de surface; 2 — les isohydrohypses dessinées à la date de 8. 9. 1972; 3 — les directions de l'écoulement des eaux souterraines.

Fig. 14 La carte des isohydrohypses d'eaux souterraines des sédiments quaternaires de réservoir de Zohor-Marchegg pour la période des niveaux moyens d'eaux souterraines (selon A. Šubová 1973). 1 — les cours d'eaux de surface, 2 — les isohydrohypses dessinées à la date 31. 5. 1972; 3 — les directions de l'écoulement des eaux souterraines.

Fig. 15 Le profil géologique du complexe des sables éoliens de l'élevation de Lakšáre (selon Z. Holéczyová 1968).
1 — les limons; 2 — les sables éoliens; 3 — les sables avec l'admixion de gravier jusqu'aux graviers sableux; 4 — les argiles, les argiles sableuses; 5 — la faille; 6 — le niveau de l'eau souterraine; 7 — les forages.

Fig. 16 La carte des isohydrohypses des eaux souterraines du complexe des sables éoliens de l'élevation de Lakšáre (selon Z. Holéczyová 1968). 1 — les limites du complexe des sables éoliens; 2 — la ligne tectonique décelée; 3 — les cours d'eau; 4 — les tourbières; 5 — les isohydrohypses et les directions de l'écoulement des eaux souterraines à la date de 30. 10. 1968; 6 — la ligne de profil se rapportant à la coupe sur la Fig. 15.

Fig. 17 La carte schématique de profil de réservoir d'eaux souterraines des sédiments quaternaires de Kúty (préparée par E. Kullman 1966 et réajustée sur la base des travaux de forage plus récents en 1976.) 1 — les sables, les arènes et les graviers aux positions et intercalations d'argiles (Quaternaire); 2 — les argiles, les argiles sableuses, les sables marneux à grains fins (Néogène); 3 — les failles; 4 — le niveau des eaux souterraines; 5 — le bord de réservoir; 6 — la ligne de profil (l'axe de renversement de profil); 7 — l'élevation au-dessus de niveau de la mer en m.

Fig. 18 La carte des isohydrohypses des eaux souterraines des sédiments quaternaires de réservoir de Kúty (préparée par E. Kullman en 1976.)
1 — les stations d'observation; 2 — les isohydrohypses et les directions de l'écoulement des eaux souterraines dessinées à la date de 19. 9. 1967; 3 — les lignes tectoniques; 4 — le bord de réservoir.

Fig. 19 La carte schématique et les profils géologiques des dépôts alluvionnaires de Myjava (préparée par E. Kullman 1976.)
1 — l'étendue des dépôts alluvionnaires; 2 — les limons des crues; 3 — les sables; 4 — les graviers et les arènes (2—4 Quaternaire); 5 — les argiles (Néogène); 6 — les forages hydrogéologiques (sur la carte, sur les profils); 7 — la ligne de profil.

Traduit par: E. Bleho.

Е. Куллман

Гидрогеология четвертичных отложений и верхов неогена Загорской низменности

Резюме словацкого текста

Загорская низменность, представляющая собой окраинную часть Венского бассейна, занимает площадь в 1000 км^2. Тектонические разломы расчленяют ее на ряд блоков. Часть етих тектонических блоков образует значительные гидрогеологические структуры либо в результате опускания, вследствие чего образовались песчанистые и галечниковые горизонты в неогене и значительные аккумуляции галечнико-песков в четвертичных отложениях, либо в результате образования масс эоловых песков большой мощности на расположенном высоко неогеновом основании.

В первых главах настоящей работы рассматриваются географические, геоморфологические, гидрографические, климатические, гидрогеологические и геологические условия области.

Особое внимание уделено проблемам гидрографии некоторых частей исследованной области, модульям подземного стока и коэффициентам водоотдари четвертичных отложений.

В гидрографическом отношении, в исследованной области молодая четвертичная тектоника, интенсивная эоловая деятельность и колебания климата оказали значительное влияние на изменение речной сети. Расположение и размеры конусов выноса малокарпатских водотоков, морфологические депрессии, свидетельствующие о существовании старых речных русел, занесенных в результате эоловой деятельности, расположение выходов источников, сопоставление данных о речной сети, фигурирующей на старых (исторических) картах с современным состоянием – все это послужило основой документации. Полученные результаты показывают, что речная сеть значительно изменилась главным образом в зогорской депрессии. Картографические данные дали возможность определить эти изменения во времени за последние 200 лет.

Чтобы выяснить гидрологический баланс и установить динамические запасы подземных вод надо было учесть пополнение этих вод атмосферными осадками. Для решения этой проблематики рассматривались модули подземного стока в областях, где пополнение происходило исключительно за счет атмосферных осадков (область эоловых песков лакшарского поднятия) и тех, где другие возможности пополнения можно было высчитать отдельно (солошницкий коллектор четвертичных подземных вод зогорской депрессии). Полученные результаты позволили заключить, что средние годовые оттоки подземных вод из эоловых песков лакшарского поднятия, колеблются в пределах 3,5—4,0 л/сек/км^2, из солошницкой депрессии сложенной пролювиальными и эоловыми отложениями, за 1972 год они равнялись 4,6 л/сек/км^2. В исключительно сухие годы модуль подземного стока может оказаться ниже 3,0 л/сек/км^2. Это соотношение атмосферные осадки – испарение констатировано на климатологической станции Малацки, где за год инфильтрация среднем может достигнуть лишь 2,98 л/сек/км^2.

Чтовы оценить общие аккумулированные запасы четвертичных подземных вод в отдельных гидрогеологических структурах необходимо было определить коэффициенты водоотдачи. Это осуществили как основываясь на результатах опытной откачки, так и на лабораторных исследованиях. Коеффициенты водоотдачи пролювиальных отложений, сложенных заиленными галечниками из слабо окатанных обломков среднего и большого размера, были определены на основании опытной откачки и оказались равными 0,2—0,236.

Коэффициенты водоотдачи подземных вод эоловых песков составляли 0,064—0,168 по результатам опытной откачки в 5 пунктах, 0,09—0,20 по результатам лабораторных исследований.

В предлагаемой работе главное внимание направлено на комплексное определение гидрогеологических условий, существующих в четвертичных отложениях и верхах неогена разных тектонических блоков Загорской низменности. Эта низменность сложена неогеновыми и четвертичными

отложениями, причем главным структурным элементом бассейна являются ограниченные разломами блоки. Бассейн тектонически расчленен продольными разломами на несколько зон поднятий и депрессий направления СВ—ЮЗ. Менее значительными являются тектонические линии приблизительно перпендикулярные к карпатскому направлению. Почти вся низменность была уже стабилизирована в понте – плиоцене. Опускались еще только два тектонических блока, а именно загорская депрессия у подножия Малых Карпат и кутская на северо-западной окраине низменности. В результате опускания в четвертичное время на этих двух тектонических блоках накопились значительные массы четвертичных отложений. На остальных блоках, неогеновое основание которых находится на значительной высоте, отложились только маломощные четвертичные седименты, не представляющие большого интереса в гидрогеологическом отношении. Исключение составляет только лакшарское поднятие, где на большом пространстве накопились эоловые пески значительной мощности.

В соответствии с тектоническим расчленением в Загорской низменности различается шесть гидрогеологических участков, а именно:

краевая малокарпатская область блоков
загорская депрессия
плавецкая депрессия
лакшарское поднятие
общая зона поднятия (ее составляют лабско–лакшарская зона поднятия, малацко–коваловская депрессия и шаштинско–гаярское поднятие)
центральная впадина и кутская депрессия.

Краевая малокарпатская область блоков представляет собой реликт не опустившейся окраины, реликт который сохранился за краевыми разломами. Из-под четвертичных отложений здесь выходят слои нижнего бадена (полимиктовые конгломераты и галечники), и верхнего бадена (глины с горизонтами песков и песчаников). Вследствие того, что сложенное неогеном основание залегает высоко, мощность четвертичных отложений на большей части площади небольшая. Более мощными являются только галечнико-пески девинско-нововесской террасы.

Водоносность отложений нижнего и верхнего бадена небольшая. В разных гидрогеологических скважинах, которые здесь были заложены, дебит бывает от 0,2 до 3,25 л/с. На большей части территории четвертичные образования не имеют сколько-нибудь важного гидрогеологического значения. Исключение составляет девонско-нововесская терраса площадью около 15 км^2 с галечнико-песками мощностью в 2–8 м. На краю террасы выходят два источника (Ялшовский с дебитов 10 л/сек и «полевой мельницы» с дебитом 1,0–2,0 л/сек). Буровые работы у источника «Ялшовский» дали возможность эксплуатировать 20,0 л/сек подземной воды. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что дебит етого источника составляется из вод четвертичных отложений и верхнего бадена.

Загорская гепрессия является северной частью обширного грабена 106 км длины и от 2 до 8 километров ширины, который тянется от Винер-Нейштадту в Австрии через Моравское поле до Загорской низменности в Словакии. Этот обширный грабен, имеющий большое гидрогеологическое значение, расчленен поперечными поднятиями на три самостоятельных участка понижения, заполненных четвертичными отложениями; два из них расположены на территории в Австрии, третий, самый северный, на территории Чехословакии в Загорской низменности. Наиболее южная депрессия Миттерндорфская — длиной около 40 км, шириной в 2–8 км, заполнена четвертичными галечниками мощностью до 150 м (Г. Кюппер 1954); средняя депрессия «Лассер Зенке», расположенная в Моравском поле, также заполнена мощными четвертичными отложениями (И. Финк 1955). Самая северная депрессия, загорская, о которой мы говорили выше, тянется в напрабдении ЮЗ–СВ у подножия Малых Карпат от Мархега до Плавецкого Микулаша.

Сама загорская депрессия имеет 36 км длины и 7–8 км ширины. Наряду с продольными разломами на ее развитие влияли движения вдоль поперечных разломов (направления ЮЗ–СВ).

Под их действием и действием складчатой тектоники зогорская депрессия оказалась разделенной двумя поперечными зонами поднятия (рогожницкой и лозорнской) на три отдельные депрессии: северную-солошницкую, среднюю-пернецкую и самую южную-зогорско-мархегскую. Их заполняют четвертичные отложения значительной мощности, образовавшиеся в результате движений опускания. Четвертичные отложения зогорской депрессии залегают преимущественно на слоях понта, и только местами, на окраине впадины, на панноне. Отложения паннона и понта представлены глинами с горизонтами песков и галечников, число которых иногда бывает изменчивым. Дебит отдельных гидрогеологических скважин, вскрывших паннон, равняется 2,9–4,4 л/сек, вскрывших понт – главным образом от 2,0 до 6,6 л/сек. Исключение представляет переходная область между депрессиями пернецкой и зогорско-мархегской, где в слоях понта до глубины 108 м было встречено 9 значительных артезианских горизонтов, общий дебит которых (как показала скважина) равняется 34 л/сек.

Условия, благоприятные для отложения больших мощностей четвертичных образований в рассмотренных отдельных депрессиях, сделали возможным возникновение значительных коллекторов четвертичных подземных вод.

Солошницкий бассейн подземных вод, занимающий площадь в 64,7 км^2 (считая прилегающие сборные области 85,5 км^2) заполнен чрезвычайно мощными водопроницаемыми четвертичными отложениями; близ юго-восточного края это пролювиальные осадки, в средней и северо-западных частях – эоловые пески. Мощность пролювиальных отложений от 29,0 до 45,0 м, коэффициент фильтрации в пределах $7{,}1.10^{-5}$–$4{,}0.10^{-5}$ м/сек, коеффициент водоотдачи 0,2–022. В средней части бассейна мощность эоловых песков равняется 46–62 м. Максимальные мощности, от 60 до 78 м констатированы в северо-западной части. Коеффициент фильтрации колеблется от $6{,}6.10^{-5}$ до $1{,}72.10^{-4}$ м/сек. Коэффициент водоотдачи, вычисленный разными методами, колеблется от 0,09 до 0,2.

Весь коллектор пополняется просачивающимися на его участке атмосферными осадками, прямым поступлением подземных вод из карбонатов мезозоя Малых Карпат в четвертичные отложения и относительно незначительным поступлением подземных вод из лакшарского поднятия. Вследствие того, что на западной стороне бассейна тектонически возник неогеновый барьер, дренаж подземных вод осуществляется лишь поверхностным водотоком – рекой Рудавой. Подземные воды бассейна поступают в р. Рудаву в области, находящейся перед неогеновым барьером. Подземные воды бассейна направляются с северной и южной частей бассейна к его середине, через которую протекает река Рудава.

Гидрологический баланс, составленный для нескольких периодов и дополненный гидрохимическим балансом, показал, что солошницкий коллектор содержит 437–480 л/сек динамических запасов подземной воды. Скрытый переход подземных вод из карбонатов мезозоя Малых Карпат, высчитанный на основании гидрологического балансового уравнения, представлен 79–132 л/сек. Аккумулированные запасы подземных вод в коллекторе составляют приблизительно 559,8 миллионов кубических метров.

Пернецкий бассейн является центральным коллектором четвертичных подземных вод зогорской депрессии и занимает площадь в 69,4 км^2. Выполнение его сложено мощными делювиально-пролювиальными и эоловыми отложениями. В восточной части выполнение представлено пролювиальными галечниками, состоящими из средне – и грубоокатанных галек с примесью средне – и тонкозернистого песка; галечники чередуются со слоями тонкозернистых эоловых песков. Мощность четвертичных отложений, хорошо пропускающих воду, достигает в этой части коллектора 60 м, коэффициент фильтрации приблизительно $2{,}2.10^{-4}$ м/с. В центральной и западной частях бассейна четвертичные отложения достигают максимальной мощности – до 120 м; средняя и верхняя части толщи сложены тонко – и среднезернистыми эоловыми песками с единичными слоями илов и галечнико-песков. В нижней части наблюдаются главным образом илы с прослоями сильно заиленных галечников и песков. Гидрогеологическое значение имеют средняя и верхняя

части до глубины 50—80 м с коэффициентом фильтрации от $1{,}4.10^{-4}$ до $5{,}2.10^{-3}$ м/сек и коэффициентом водоотдачи от 0,16 до 0,2. Близ южного края коллектора, перед областью его перехода в зогорско-мархегский бассейн четвертичных подземных вод, мощность четвертичных отложений изменчива – от 25 до 48 м.

Бассейн четвертичных подземных вод пополняется атмосферными осадками, инфильтрирующимися с участка, где он расположен, а также прямым поступлением подземных вод Малых Карпат в его четвертичные отложения. Дренаж совершается главным образом в продольной зоне разломов (лабских), вдоль которых слои неогена, залегающие в лабско-лакшарской полосе поднятия близ северо-западного края бассейна, образуют задерживающий подземные вод барьер. В этих местах подземные воды прямо поступают в поверхностные водотоки (в области, расположенной перед лабскими разломами, и по этим последним), а также выходят в четырех группах барьерных источников с общим дебитом в 120–239 л/сек. Другой дренаж подземных вод совершается через четвертичные и неогеновые отложения лозорнского поднятия, образующего неогеновый порог между пернецким и зогорско-мархегским бассейнам подземных вод. На этом неогеновом «пороге» лежат четвертичные отложения мощностью в 20–40 м; дебит вод, протекающих через них и галечнико-песчанистые горизонты неогена равен, в среднем, 100 л/сек.

Ориентационный гидрологический баланс подземных вод бассейна, относящийся к площади в 101,2 км^2 (участок самого коллектора 69,4 км^2, остальная площадь примыкающих частей сборного бассейна), показал, что для разных климатических периодов динамические запасы воды колеблются от 378 до 515 л/сек. Вычисление гидрогеологического баланса установило, что дебит подземных вод, поступающих из Малых Карпат непосредственно в четвертичные отложения коллектора, равняется 70 л/сек. Гидрохимический баланс показал, что подземные воды соседних гористых областей смешиваются с просачивающимися атмосферными осадками на самом участке коллектора. Количество накопившихся в подземном водоеме запасов подземных вод равняется приблизительно 383,5 миллионам кубических метров.

Самый южный бассейн четвертичных подземных вод зогорской депрессии это зогорско-мархегский, расположенный на площади в 37,7 км^2. Заполняющие его четвертичные отложения отличаются большой мощностью, которая увеличивается от 48 м в области соединения с пернецким бассейном до 88 м в центральной части бассейна. Четвертичные отложения бассейна (песчанистые галечники и пески) представлены как флювиальными осадками р. Моравы, так и эоловыми песками, главным образом переотложенными.

Как показывает коэффициент фильтрации, четвертичные отложения наиболее водопроницаемы в центральной части коллектора, выполненной преимущественно песчанистыми галечниками ($5{,}7.10^{-4}$–$8{,}6.10^{-4}$ м/сек). От этой области в направлении к пернецкому бассейну и в направлении к Мархегу уменьшение коэффициентов фильтрации, которые выражаются цифрами от $3{,}6.10^{-4}$ до $5{,}1.10^{-4}$ м/с, вызвано увеличением количества песчанистого компонента.

Подземные воды бассейна пополняются атмосферными осадками, которые просачиваются на участке бассейна, приливом подземных вод из пернецкого бассейна (зарегистрировано 100 л/сек), инфильтрацией вод из реки Моравы, а в северо-западной части, в меньшей степени, и подземными водами Малых Карпат. Дренаж подземных вод совершается как до сточных каналов и поверхностных водотоков, протекающих через бассейн и впадающих в р. Мораву, так и прямым поступлением в реку Мораву.

Основываясь на имеющихся данных, можно количественно определить ту часть динамических запасов подземных вод, которая поступает из пернецкого бассейна в зогорско-мархегский, и ту часть, которая набирается в результате инфильтрации атмосферных осадков. Принос подземных вод из этих двух источников (не принимаются во внимание подземные воды из р. Моравы и области Малых Карпат) составляют приблизительно 250 л/сек динамических водных запасов. Действительные динамические запасы значительно выше, так как пополнение бассейна водой из реки Моравы играет существенную роль, о чем свидетельствуют и вычисления, сделанные для

реальных и фиктивных колодцев: в зависимости от разных вариантов размещения (А. Шубова 1973) запасы находятся в пределах 303–477 л/сек. Аккумулированные запасы подземных вод бассейна равняются приблизительно 518 миллионам кубических метров.

Плавецкая депрессия представляет собой ограниченный тектонически блок, стабилизация которого произошла в конце неогена; слои последнего залегают высоко в основании, мощность четвертичных отложений небольшая. Неоген сложен слабо водопроницаемыми слоями сармата и паннона, представленными глинистыми отложениями с редкими горизонтами и прослоями песков, песчаников и галечников. Четвертичные отложения – это сильно заиленные пролювиальные и аллювиальные осадки малокарпатских водотоков, мощность которых (по имеющимся в настоящее время данным) всего 1–3 м). Сведения о мощности, литологическом и гидрогеологическом характере четвертичных отложений не вполне соответствуют результатам гидрогеологических исследований, полученным при составлении баланса соседнего лакшарского поднятия (З. Голециова 1968). Эти исследования показывают, что количество вод Малых Карпат, поступающих через плавецкую депрессию в область юго-восточного края лакшарского поднятия, больше чем то, которое отвечало бы количеству воды, протекающему через маломощные четвертичные отложения плавецкой депрессии.

Лакшарское поднятие представляет собой неогеновый горст, расчлененный продольными разломами направления приблизительно ЮЗ-СВ на ряд блоков. Основание четвертичных отложений сложено преимущественно слоями карпатия; только в западной части представлены слои сармата и верхнего бадена (глины с горизонтами песков, галечников, песчаников и конгломератов), а на восточном краю, на небольших участках, слои эггенбургия (глины, карбонатные конгломераты и песчаники). Карпатий обнажается в северо-восточной и восточной частях поднятия в фации конгломератов и песчаников, в остальной, большей части, в фации шлира (глины с редкими горизонтами песков, песчаников и галечников).

Неогеновые слои поднятия в общем являются мало благоприятными в гидрогеологическом отношении. Скважины показали, что дебит по большей части небольшой (0,0–0,45 л/с), подземные воды преимущественно артезианские. Относительно более благоприятные гидрогеологические условия наблюдаются в верхнем бадене (в. сел. Лакшарска Нова Вес) вследствие наличия нескольких горизонтов песков, галечников и песчаников с дебитом в отдельных скважинах от 0,14 до 1,5 л/сек.

Во всей этой тектонической структуре большое гидрогеологическое значение имеют четвертичные отложения кровли. Это комплекс эоловых песков, занимающий площадь в 101 км^2 и образующий самостоятельную гидрогеологическую структуру, основание которой расположено высоко и, в общем, не пропускает воду. Вследствие расчлененной морфологии поверхности неогена и эоловых песков, мощность последних неравномерна: от 8,5 до 22,0 м. Это пески кварцевые, средне- и тонкозернистые, преимущественно фракции 0,2–1,0 мм (60–97 %). На большей части площади коэффициент фильтрации эоловых песков колеблется в пределах от $6{,}38.10^{-5}$ до $2{,}3.10^{-4}$, коэффициент водоотдачи от 0,0642 до 0,16.

Пополнение подземных вод комплекса эоловых песков осуществляется исключительно за счет просачивающихся атмосферных осадков. Дренаж подземых вод совершается как усточниками, так и прямым поступлением в поверхностные водотоки Рудавы, Миявы и Миявки. Направление стока подземных вод к краям комплекса эоловых песков определяется морфологией поверхности неогеновых слоев со склоном к С, СВ, ЮВ и Ю. Наиболее значительный отток через источники осуществляется на восточной окраине, где на протяжении около 4,5 км насчитывается 18 пластовых источников, их общий дебит колеблется от 36,6 до 128,5 л/сек.

Количество подземных вод комплекса эоловых песков было определено различными методами (Е. Куллман 1966, З. Голециова 1968), вычислены динамические и аккумулированные запасы.

Динамические запасы были установлены различными методами: прямым измерением стока подземных вод к краям комплекса с вычислением модуля подземного стока, определением стока

в разрезах на краях комплекса, где протекает вода, определением основанным на установленных коэффициентах фильтрации, мощности водоносного слоя и условиях спада, вычислениями оттока по изменениям объема подземных вод, связанным с режимом колебания уровня. Акумулированные запасы были определены на основании констатированного объема водоносных слоев комплекса и коеффициента водоотдачи.

По произведенным подсчетам модули подземного стока выражались цифрами 3,54 л/сек/км^2 в 1961 году. 4,08 л/с/км^2 в 1967 году и 3,6 л/с/км^2 в 1968 году. Общие динамические запасы подземных вод всего комплекса составляли 358 л/с в 1961 году, 412 л/сек в 1967 году и 364 л/сек в 1968 году.

Результат определения динамических запасов подземных вод на основании средних количеств, вытекающей в разрезах на краях комплекса воды дает цифру 297 л/сек.

Динамические запасы подземной воды, вычисленные по изменениям их объема в комплексе на основании режима колебания уровня (за период январь–август 1967), выражаются цифрой 364 л/сек.

Обще динамические запасы подземных вод в комплексе эоловых песков, определенные в разные климатические периоды и различными способами, колеблются от 297 до 412 л/сек, преимущественно около 350 л/сек.

По отношению к среднему минимальному уровню объем аккумулированных запасов подземных вод комплекса эоловых песков равняется 123 миллионам кубических метров.

В общую зону поднятия входят лабско-лакшарская полоса поднятия, малацко-коваловская депрессия и шаштинско-гаярское поднятие. Все эти участки являются зоной неогеновых отложений, которая занимает всю центральную часть Загорской низменности и в гидрогеологическом отношении рассматривается как одно целое. На территории общей зоны поднятия под маломощными четвертичными отложениями, иногда прямо на поверхности, наблюдаются слои паннона (в области сел. Шаштинске Страже констатирован также сармат и на незначительной площади баден), сложенные глинами с горизонтами и прослоями тонкозернистых, нередко мергелистых песков, которые по большей части не содержат сколько-нибудь значительных водоносных горизонтов.

Из 35 гидрогеологических скважин 30 вскрыли паннон. Дебиты отдельных скважин, достигших паннона, бывают, по большей части, от ничтожных до 1–2 л/сек, в области сел. Секуле и сел. Вельке Левары до 2–3 л/сек. Выгодным исключением оказалась область сел. Гаяры, где встречены водоносные горизонты тонко- и среднезернистых песков большой мощности, подземные воды которых давали в отдельных скважинах дебиты от 7,7 до 13 л/сек. Следует отметить, что скважины близ селений Секуле, Вельке Левары и Гаяры находятся в местности, граничащей с кутской депрессией. Гидрогеологические скважины, заложенные для определения водоносности слоев сармата полосы поднятия в области сел. Шаштин, выявили малоблагоприятные условия: дебиты отдельных скважин были от 0,11 до 1,61 л/с.

Гидрогеологическое значение как слоев неогена так и четвертичных отложений этой общей полосы поднятия небольшое. Четвертичные отложения представлены главным образом эоловыми песками, галечно-песчанистыми наносами реки Моравы и делювиальными осадками. Причиной неблагоприятных гидрогеологических условий четвертичных отложений области является прежде всего их небольшая мощность и залегание над локальной эрозионной базой, что препятствует образованию более значительных водоносных горизонтов. Только комплекс эоловых песков между селениями Вельке Левары, Студиенка и Малацки играет более важную роль. Мощности их незначительны и неогеновое основание залегает неглубоко под ними, но они занимают широкую площадь, что сделало возможным накопление подземных вод, которые выходят в окрестностях сел. Студиенка в виде нескольких источников с общим дебитов около 24 л/с.

Центральная впадина и ее северо-восточное продолжение – кутская депрессия – являются

самыми западными тектоническими единицами Загорской низменности. В основании четвертичных отложений здесь залегают слои неогена: в кутской депрессии – понт (глины с горизонтами песков), в остальной части центральной впадины – паннон (глины с горизонтами песков и галечников). Наличие в слоях понта многочисленных горизонтов и линз преимущественно тонкозернистых, реже средне- и грубозернистых песков мощностью в 1–3 м (в исключительных случаях 10 и более метров)обусловили большие различия в дебитах скважин – от нескольких десятых литра до нескольких десятков литров в секунду. Обычно дебиты скважин колеблются от 0,2 до 2,0 л/сек. Большинство водоносных горизонтов паннона сложено тонкозернистыми, часто заиленными песками обычно мощностью в несколько метров, в исключительных случаях в 10 м и больше. Изредка встречаются горизонты галечнико-песков и галечников мощностью в несколько метров. Дебиты гидрогеологических скважин, вскрывших паннон центральной впадины, в среднем больше, чем скважин, прошедших понт кутской депрессии, которые в отдельных случаях колеблются от 1,0 до 16,0 л/с.

Следует отметить, что в гидрогеологическом отношении различия между четвертичными отложениями, представленными в кутской депрессии, и теми, которые залегают в остальной части впадины, значительны.

Кутская депрессия представляет собой грабен шириной в 4–8 км и длиной около 30 км, который тянется в направлении ЮЗ–СВ от с. Гбелы через сел. Куты до сел. Мале Левары. От нижнего бадена до четвертичного периода эта область опускалась. Это тектоническое понижение и наносы реки Моравы сыграли большую роль в образовании чрезвычайно мощных четвертичных отложений. Их мощность особенно велика в ограниченном разломами грабене длиной около 14 км, шириной 1,5 до 2,5 км, который тянется в центральной части депрессии в направлении ССВ–ЮЮЗ. Четвертичные отложения достигают здес в среднем 20–25 м мощности (максимально констатировано 42 км).

Гидрогеологический характер четвертичных отложений очень изменчив, что объясняется чередованием галечников, галечнико-песков, песков, глинистых песков и прослоев глин. Коэффициенты фильтрации колеблются в широких пределах: от $8{,}38.10^{-5}$ до $1{,}15.10^{-3}$ м/сек. Пополнение подземных вод кутской депрессии представляется сложным. При низких и средних уровнях реки Моравы оно осуществляется главным образом подземными водами борско-юрского поднятия и атмосферными осадками, выпадающими на самом участке, при высоких уровнях также водами реки Моравы. При низких и средних уровнях река Морава дренирует подземные воды со всей площади кутской депрессии. В северной части подземные воды текут с СВ на ЮЗ, вдоль борско-юрского поднятия – с востока на запад, в центральной части депрессии течение подземных вод принимает направление север – юг вследствие существования градена.

Для определения динамических запасов было высчитано поступление подземных вод из борско-юрского поднятия и области аллювия реки Мыявы в кутскую депрессию – оно равняется 125 л/сек. Определение динамических запасов вод кутского коллектора в целом было произведено только ориентационно опытной откачкой в группе скважин, расположенных на площади, которая занимает большую часть коллектора; результат: 250 л/сек (Н. Неметиова – Е. Ендрашак 1970). Так как аккумулированные подземные воды коллектора были частично откачаны и, возможно, настала их новая циркуляция, полученные данные нельзя принимать за вполне точные. Аккумулированные запасы подземных вод всего коллектора равняются приблизительно 159 миллионам кубических метров.

Перевод: В. Андрусова.

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 2, s. 127—192, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1980

551.491.4 (437.6)

Stanislav Gazda

Hydrogeochemické pomery Záhorskej nížiny

5 obr. v texte, anglické a ruské resumé

Abstract. L'article présente une évaluation complexe des lois fondamentales de la formation de la composition chimique des eaux souterraines de la plaine de Záhorská nížina. L'attention principale est concentrée sur les eaux souterraines des sédiments quaternaires et dans leur cadre sur les eaux souterraines de la dépression zohorsko-plavecká qui, du point de vue de l'économie de l'eau, est la structure hydrogéologique la plus importante de la plaine. On avait fait un bilan hydrochimique des réserves dynamiquees des réservoirs individuels de cette dépression et délimité les afflux cachés des eaux souterraines de Mésozoique des Petites Carpates. Spécifiées en détail et quantifiées sont aussi les sources principales de la pollution des eaux souterraines du territoire étudié.

Úvod

Predložená práca má za cieľ komplexne zhodnotiť základné zákonitosti tvorby chemického zloženia podzemných vôd Záhorskej nížiny ako celku. Hlavná pozornosť je sústredená na chemické zloženie podzemných vôd kvartérnych sedimentov a na jeho vzťahy ku geologickej stavbe územia a ňou určujúco podmieneným geomorfologickým, pedologickým, štruktúrno-geologickým, hydrogeologickým a mineralogicko-petrografickým pomerom.

Stručne sú diskutované aj hydrogeochemické pomery Malých Karpát, ktoré sa významne podieľajú na dopĺňaní zásob podzemných vôd, nazhromaždených v kvartérnych sedimentoch priľahlej zohorsko-plaveckej depresie.

Jadro práce tvoria poznatky získané počas základného hydrogeologického výskumu Záhorskej nížiny (S. Gazda 1966), regionálneho hydrogeologického prieskumu centrálneho pásma viatych pieskov (Z. Holéczyová et al. 1968) a vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu v zohorsko-plaveckej depresii (A. Šubová et al. 1973), tak ako aj pri zostavovaní hydrochemických máp 1 : 200 000 — listy Znojmo, Bratislava a Trnava (E. Kullman et al.1973, 1974, 1975).

Ing. S. Gazda, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Predložená práca, spolu s prácou E. Kullmana (1980) publikovanou v tomto zborníku demonštruje jednu zo základných, avšak v bežnej praxi ešte nedostatočne uplatňovaných metodických zásad: úzku vzájomnú spätosť hydrogeologického a geochemického pohľadu na zákonitosti formovania podzemných vôd. Je to nevyhnutný predpoklad komplexného, a teda aj racionálneho riešenia problémov ich celkovej genézy, exploatácie a ochrany.

Chemické zloženie podzemných vôd a jeho klasifikácia

Z matematicko-štatistického spracovania dokumentačného materiálu (asi 350 chemických analýz) vyplýva , že v podzemných vodách študovaného územia, ktoré obiehajú plytko pod povrchom, dominuje (asi 70 %) rôzne výrazný kalcium-bikarbonátový typ chemizmu (typ A_2) podľa upravenej Palmerovej klasifikácie alebo typy C_{II}^{Ca}, C_{IIIa}^{Ca}, menej i C_{I}^{Ca} podľa Alekinovej klasifikácie). Výskyt ostatných zakladných typov chemizmu (v zmysle upravenej Palmerovej klasifikácie — pozri S. Gazda 1972) je silne obmedzený a viaže sa iba na určité geologické útvary (napr. nátrium-sulfátový typ v podzemných vodách neogénnych sedimentov, kalcium-sulfátový typ v podzemných vodách kryštalinika Malých Karpát, neogénnych sedimentov a sporadicky i viatych pieskov atď.).

Naproti tomu sa pomerne často vyskytujú (asi 14 %, resp. 9 %) vody rôznych prechodných (hlavne kalcium-sulfáto-bikarbonátový typ) a zmiešaných typov. Časté sú v podzemných vodách fluviálnych sedimentov Moravy, vo vodách viatych pieskov a kryštalinika Malých Karpát. Ich vznik súvisí jednak s pôsobením špecifických genetických faktorov (súčasné pôsobenie niekoľkých mineralizačných procesov vo zvodnenom kolektore, miešanie vôd rôznej genézy, tektonický rozptyl podzemných vôd hlbšieho obehu v plytšie uložených zvodnených obzoroch atď.), jednak s významnejším vplyvom antropogenných faktorov. Pre hlbšie a hlboko uložené piesčité kolektory neogénu sú charakteristické vody nátrium-bikarbonátového, nátrium-chlorido-bikarbonátového a nátrium-chloridového typu.

Mineralizácia podzemných vôd plytkého obehu sa pohybuje v rozmedzí 0,1—5,0 g/l, v hlbinných vodách neogénu dosahuje až 130 g/l. Z matematicko-štatistického spracovania vyplýva, že výrazne prevažujú vody s mineralizáciou 0,1—0,7 g/l, pričom čiastkové intervaly tohto rozpätia sú zastúpené s približne rovnakou četnosťou: 0,1—0,3 (asi 23 %), 0,3—0,5 (asi 21 %) a 0,5—0,7 (asi 26 %) g/l. Najnižšiu mineralizáciu (do 0,2 g/l) majú podzemné vody viatych pieskov a kryštalinika Malých Karpát. V intervale 0,3—0,6 g/l sa pohybuje prevažne mineralizácia podzemných vôd mezozoika Malých Karpát a proluviálnych sedimentov v ich podhorí, v intervale 0,5—0,8 g/l mineralizácia podzemných vôd fluviálnych sedimentov Myjavy, resp. kvartérnych a neogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. Najvyššiu mineralizáciu (2 g/l, lokálne až 5,0 g/l) dosahujú podzemné vody

fluviálnych sedimentov Moravy a neogénnych sedimentov Záhorskej nížiny. Dokumentuje to spolu s veľmi širokým rozptylom mineralizácie (0,1—2,0 g/l) a chemického zloženia týchto vôd značnú variabilitu genetických podmienok ich formovania.

Koncentrácie stopových prvkov v podzemných vodách neboli zatiaľ systematicky študované. Orientačnými semikvantitatívnymi spektrálnymi analýzami podzemných vôd kvartérnych a neogénnych sedimentov Záhorskej nížiny bola dokázaná (prevažne v koncentračnom rozsahu 0,01—0,001 %, menej 0,01—0,1 %z odparku) prakticky obecná prítomnosť Cu, Ti, Fe, Mn, Al, Ba, Sr, Cr a Ag (v podzemných vodách neogénnych sedimentov aj Li, B), lokálne i V, Pb, Ni, Co, Zn, Zr, Ga a Sn. Najnovšie sa kvantitatívnymi analýzami v týchto podzemných vodách a vo vodách Myjavskej pahorkatiny a Malých Karpát, (n=137, analytik K. Lopašovský) zistili obsahy stroncia 0,03—1,8 mg/l (obsah menší než 0,4 mg/l málo, cca 75 % analyzovaných vzoriek), zinku 0,000—0,5 mg/l (obsahy pod 0,03 mg/l malo cca 80 % vzoriek) a medi 0,006—0,042 mg/l (obsahy pod 0,01 mg/l malo 95 % vzoriek).

Základné faktory tvorby chemického zloženia podzemných vôd

Formovanie chemického zloženia podzemných vôd študovaného územia je zložitým komplexom fyzikálnych, fyzikálno-chemických, chemických a biochemických procesov, ktoré sa uplatňujú v jednotlivých konkrétnych prípadoch v rôznych kvantitatívnych pomeroch. Všetky tieto procesy prebiehajú na fázovom rozhraní hornina-voda-plyn s tendenciou dosiahnuť rovnovážny stav. Sú podmienené fyzikálno-chemickými vlastnosťami stýkajúcich sa fáz a komplexným pôsobením súboru primárnych a sekundárnych genetických faktorov.

Primárne genetické faktory úzko súvisia s geologickou stavbou, geomorfológiou a klimatickými pomermi skúmaného územia. Pri formovaní kvantity a zákonitostí obehu podzemných vôd má z týchto faktorov rozhodujúci význam charakter priepustnosti horninového prostredia, tektonické pomery a množstvo zrážkovej, resp. povrchovej vody, vstupujúcej do podzemného obehu. Formovanie kvality (chemického zloženia) podzemných vôd podmieňuje mineralogicko-petrografický charakter horninového prostredia, fyzikálno-chemické vlastnosti zdrojových vôd a hydrodynamické, termodynamické, resp. oxidačno-redukčné podmienky ich podzemného obehu. Významne spolupôsobí aj morfológia terénu, charakter pôdneho pokryvu a vegetácie a životná činnosť rôznych mikroorganizmov.

Sekundárne faktory úzko súvisia so životnou činnosťou človeka, ktorý rozsiahlou výstavbou priemyslu a sídelných aglomerácií, intenzívnou chemizáciou poľnohospodárstva i terciérnej sféry vytvoril trvale pôsobiace zdroje znečisťovania všetkých zložiek prírodného prostredia. Pretože povrchové a podzemné vody sa v priebehu svojho formovania dostávajú do tesného styku s atmosférou, zemským povrchom, pôdnym i vegetačným pokryvom, vplyvy človeka v ich chemickom zložení sa

prejavujú v kumulovanej forme a v rade prípadov veľmi negatívne (bližšie pozri kapitolu o zdrojoch sekundárneho znečisťovania podzemných vôd).

Geologická stavba

Geologické pomery študovaného územia podrobne opísal V. Baňacký — A. Sabol (1969), T. Buday — B. Cambel — M. Maheľ (1962), T. Buday — J. Cicha (1967). Z hydrogeologického hľadiska ich interpretoval E. Kullman (1965, 1979) a E. Kullman et. al (1974). Z hľadiska tvorby chemického zloženia podzemných vôd majú zásadný význam tieto skutočnosti:

1. intenzívna tektonická činnosť poklesového charakteru, ktorá pokračovala v určitých tektonických celkoch územia aj v kvartéri a podmienila vznik rozsiahlych kvartérnych depresií so špecifickými podmienkami tvorby chemického zloženia podzemných vôd;
2. priaznivé hydrogeologické vlastnosti takmer všetkých genetických typov kvartérnych sedimentov a ich zložitá priestorová distribúcia, umožňujúca časté miešanie ich podzemných vôd;
3. litologicky priaznivý vývoj bezprostredného neogénneho podložia (hlavne pontu a panónu) kvartérnych sedimentov a ich časté vzájomné hydraulické, a tým aj hydrochemické vzťahy;
4. zložitý tektogenetický, a tým aj paleohydrogeologický vývoj terciérnej výplne viedenskej panvy a ním podmienený rozdielny stupeň infiltračnej degradácie reliktných morských vôd v jej jednotlivých tektonických kryhách;
5. existencia soľonosnej formácie vo vrchnej kriede brezovskej depresie (M. Dlabač et al. 1968) a s ňou súvisiaci vznik tzv. infiltračných soľaniek v zmysle klasifikácie M. I. Valjaška (1963).
6. významné zjavné i skryté prestupy povrchových a podzemných vôd Malých Karpát do priľahlej časti Záhorskej nížiny.

Mineralogicko-petrografický charakter horninového prostredia

Prevažná väčšina podzemných vôd plytkého i relatívne hlbšieho obehu má vadózny pôvod a ich chemické zloženie je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom horninového prostredia, v ktorom sa formujú. V súlade s genetickou klasifikáciou chemizmu podzemných vôd Západných Karpát (S. Gazda 1975) zaraďujeme tieto vody do petrogénneho podtypu atmosférogénnych vôd. Výnimku v tomto smere tvoria:

a) Podzemné vody fluviálnych sedimentov údolných nív povrchových tokov (tzv. fluviogénne vody), u ktorých v dôsledku pôsobenia špecifických faktorov (pozri ďalej

o podzemných vodách fluviálnych sedimentov), nie je genetická väzba chemického zloženia k horninovému prostrediu obehu taká výrazná ako u petrogénnych vôd.

b) Hlbinné vody neogénu viedenskej panvy a jej mezozoického podložia, ktoré z genetického hľadiska prevažne reprezentujú infiltračne, biogénne alebo petrogénne v rôznom stupni, metamorfované marinogénne (reliktné morské) vody.

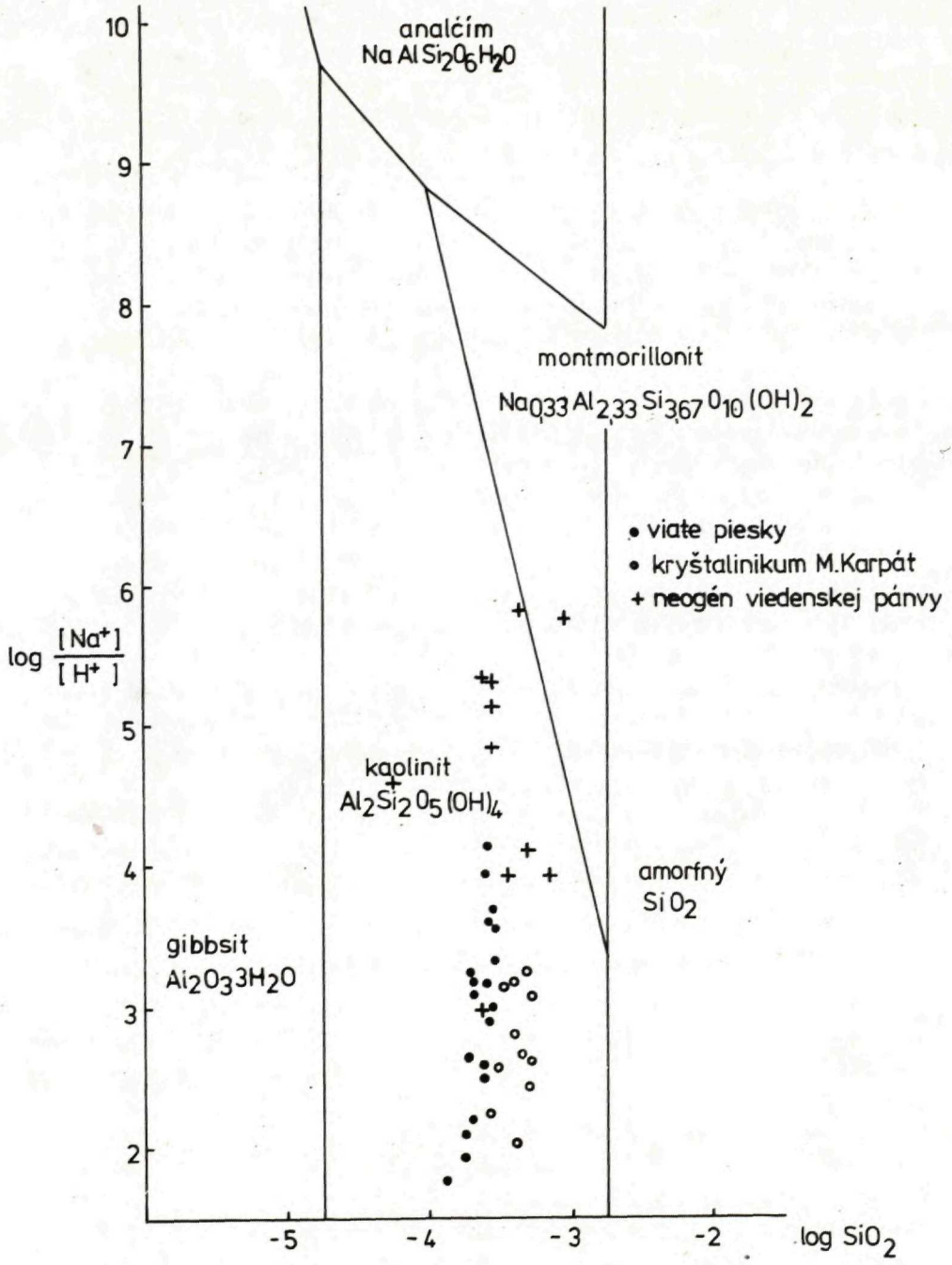
V závislosti od toho, ktorý z mineralizačných procesov fázového rozhrania hornina — voda sa pri tvorbe chemického zloženia petrogénnych vôd uplatňuje ako určujúci, rozlišujeme v ich rámci niekoľko genetických skupín. Pre kryštalinikum Malých Karpát, terasové sedimenty Moravy, viate piesky a nevápnité kolektory neogénu je charakteristický výskyt silikátogénnych, sulfido-silikátogénnych a v menšej miere aj sulfidogénnych vôd. Pre karbonatické komplexy mezozoika Malých Karpát a proluviálne sedimenty v ich podhorí je typický výskyt karbonátogénnych a ojedinele i sulfátogénnych vôd. Ako určujúci mineralizačný proces sa uplatňuje rozpúšťanie karbonátov aj pri formovaní chemického zloženia podzemných vôd plytko uložených vápnitých kolektorov neogénu. V hlbšom obehu zrážkových vôd v neogénnych sedimentoch je vznik karbonátogénnych vôd obmedzený a tvoria sa prevažne vody karbonáto-hydrosilikátogénne, hydrosilikátogénne a polygénne.

Hlavnými mineralizačnými procesmi, prostredníctvom ktorých sa formuje chemické zloženie jednotlivých genetických skupín petrogénnych vôd, je hydrolytický rozklad silikátov, rozpúšťanie karbonátov, oxidoredukčné procesy a v menšej miere aj iónovýmenné procesy.

Hlavným činiteľom hydrolytického rozkladu silikátov sú ióny H^+, ktoré vstupujú prostredníctvom hydratačného obalu do ich mriežok a vytesňujú ich väzbové katióny. Mení sa štruktúra povrchovej vrstvy mriežok a dochádza k jej priestorovému znovuusporiadaniu, pričom vznikajú sekundárne minerály a časť nadbytočného SiO_2 prechádza do vodných roztokov. Hliník, ktorý sa v priebehu tohto rozkladu uvoľňuje, je immobilný a prakticky sa úplne fixuje vo vznikajúcich sekundárnych mineráloch. Schematicky možno hydrolytický rozklad silikátov znázorniť reakciou

$$2NaAlSi_3O_8+2H^++9H_2O\rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4+4H_4SiO_4+2Na^+,$$

ktorej rovnovážny stav je opísaný konštantou $K=[Na^+]/[H^+]$. Z fázového diagramu systému $Na_2O-H_2O-Al_2O_3-SiO_2$ (obr. 1), v ktorom sú vynesené hodnoty tohto pomeru pre podzemné vody eolických pieskov (sv. časť centrálneho pásma), kryštalinika Malých Karpát a neogénu viedenskej panvy, je zrejmé, že všetky body ležia v stabilnom poli kaolinitu. Tieto vody teda nie sú v rovnováhe s pôvodnými rozkladajúcimi sa silikátovými minerálmi (hlavne živcami), ale s kaolinitom ako konečným produktom rozkladu v daných genetických podmienkach. Ich celkové zloženie limituje fázová hranica kaolinitu s ostatnými zložkami tohto systému. Analogický záver vyplýva aj z výpočítaných hodnôt nerovnovážnych indexov



Obr. 1 Fázový diagram systému $Na_2O—H_2O—Al_2O_3—SiO_2$

niektorých parciálnych systémov typu $\alpha \rightleftarrows \beta$+roztok, kde α je primárna a β sekundárna pevná fáza (tab. 1). V počiatočnej fáze rozkladu silikátov sa síce tvorí gibbsit, no rýchlosť tohto rozkladu, a tým aj uvoľnené množstvá väzbových katiónov a SiO_2 sú také veľké, že sa gibbsit stáva nestabilnou fázou a vytvára sa kaolinit. Ak hydrolytický rozklad živcov pokračuje, pH sa výraznejšie posúva do alkalickej oblasti a koncentrácia väzbových katiónov a SiO_2 v kvapalnej fáze postupne natoľko vzrastá, že sa stáva nestabilným aj kaolinit a začína sa tvoriť montmorillonit. V takýchto genetických podmienkach sa formujú niektoré nátrium-bikarbonátové vody hlbších obehov v neogénnych sedimentoch (pozri kapitolu o podzemných vodách neogénnych sedimentov).

Termodynamická analýza silikátovej rovnováhy podzemných vôd viatych pieskov Tabuľka 1

Systém	Nerovnovážny index I=log Q/K	
	rozptyl hodnôt	priemer (n=19)
albit — kaolinit	−6,1 až −3,1	− 4,4
mikroklín — kaolinit	−3,6 až −6,7	− 2,0
anortit — kaolinit	−16,0 až −13,5	−14,9
illit — kaolinit	−3,6 až −0,7	− 2,1
Ca — montmorillonit — kaolinit	−1,2 až −0,05	— 0,45
kaolinit — gibbsit	+0,8 až +1,6	+1,3
kremeň	—1,1 až —0,6	—0,8
kalcit	—3,8 až —0,7	—2,3
parciálny tlak CO_2	6.10^{-4} až 3.10^{-2}	$9{,}45.10^{-3}$

Poznámka: Výpočty boli vypracované na Katedre inžinierskej geológie a hydrogeológie PFUK v Bratislave na stolnom programovateľnom kalkulátore Wang 2200 B podľa programu zostaveného K. Hyánkovou s použitím vzťahov odvodených T. Pačesom (1972).

Rozpúšťanie karbonátov je tiež hydrolytický proces, ktorý možno schematicky vyjadriť reakciou $CaCO_3+H^+ \rightleftarrows HCO_3^- + Ca^{+2}$. Kvantitatívny efekt tohto procesu je funkciou teploty, tlaku, parciálneho tlaku CO_2 a koncentrácie elektrolytov v kvapalnej fáze. V porovnaní s kalcitom je rozpustnosť dolomitu o niečo nižšia. Súvisí to s kovalentnejším charakterom väzieb, a tým aj s vyššou vnútornou energiou a stabilitou jeho mriežky voči hydrolytickému účinku vody (bližšie pozri S. Gazda 1965, 1970). Významný vplyv na rozpustnosť kalcitu má prítomnosť rôznych izomorfných prímesí v jeho mriežke. Hydrogeochemicky je najvýznamnejší horčík, ktorý mierne zvyšuje rozpustnosť kalcitu už pri obsahu cca 2—3 % $MgCO_3$, pričom s ďalším vzrastom jeho obsahu sa rozpustnosť týchto tzv. Mg—kalcitov výrazne zvyšuje. Podzemné vody v styku s takýmito horninami vykazujú obvykle vyššie hodnoty koeficientu Mg/Ca, než aké sú v hornine (prednostné uvoľnenie Mg^{+2} do kvapalnej fázy) a aj ich koncentrácie Ca^{+2} sú vyššie, ako rovnovážne koncentrácie,

zodpovedajúce rozpustnosti čistého kalcitu za daných termodynamických podmienok. Okrem stechiometrických a štruktúrne usporiadaných dolomitov, často stretávame aj ich nestechiometrické variety s rôznym stupňom usporiadanosti štruktúry. Rozpustnosť týchto tzv. protodolomitov je vyššia ako rozpustnosť ideálneho dolomitu a úmerne sa zvyšuje so vzrastom neusporiadanosti štruktúry.

Z ostatných minerálnych zložiek, obvykle prítomných v karbonatických horninách mezozoika a neogénu, obmedzený (lokálne i významnejší) hydrochemický vplyv vykazuje takmer vždy prítomný sadrovec, resp. autigénny pyrit. Oba tieto minerály rozpúšťaním, resp. oxidáciou uvoľňujú do kvapalnej fázy ióny SO_4^{-2}, a podľa intenzity svojho pôsobenia podmieňujú vytváranie rôzne výraznej kalcium-sulfátovej zložky karbonátogénnych vôd (pozri stať o teplotných, tlakových a oxidoredukčných podmienkach obehu). Pri teplote 0°C (1 atm) rozpúšťa sa vo vode asi 1,8 g $CaSO_4$/l, čo zodpovedá rovnovážnej koncentrácii síranov v roztoku cca 1,3 g/l. V roztokoch NaCl rozpustnosť sadrovca dosahuje až 6,0 g SO_4^{-2}/l i viac.

Iónovýmenné procesy, hlavne však hydrogeochemicky najvýznamnejšia výmena $Ca^{+2} \rightarrow Na^+$, môžu sa pri tvorbe chemického zloženia podzemných vôd uplatniť ako určujúce iba v určitých podmienkach. Nevyhnutným predpokladom je zachovaný výrazný Na^+ — charakter výmenných komplexov ílových minerálov ako hlavných nositeľov iónovýmennej schopnosti hornín. Tento predpoklad sa zväčša spĺňa iba u hlbšie uložených morských, resp. brakických sedimentov neogénu, u ktorých v priebehu postsedimentárneho vývoja nastala intenzívna infiltračná degradácia ich primárneho soľného obsahu (reliktné vody) pri súčasnom zachovaní výrazneho Na^+ — charakteru výmenných komplexov. V určitých hydrogeologických štruktúrach sa môžu takéto podmienky uchovať i relatívne plytko pod povrchom. Typickým príkladom je vrchná časť profilu karpatu lakšárskej elevácie v okolí Lakšárskej Novej Vsi. Významnú úlohu majú iónovýmenné procesy aj v pôdnom pokryve, kde tvoria spolu so sorpčnými a biochemickými procesmi podstatu jeho stabilizačnej resp. eliminačnej funkcie voči antropogénnemu znečisťovaniu. Hlavným nositeľom iónovýmennej schopnosti pôd je ich organická frakcia, s celkovou výmennou kapacitou 150 až 500 mval/100 g. Montmorillonit, resp. vermikulit—iónovýmenne najaktívnejšie ílové minerály majú celkovú výmennú kapacitu iba 80 až 150 mval/100 g.

Reliéf

Podľa výškového stupňa povrchu patrí študované územie z väčšej časti medzi nížiny (95 až 300 m n. m.), čiastočne i medzi nízke vysočiny (Malé Karpaty s nadmorskými výškami do 800 m). Typom reliéfu (relatívne výškové rozdiely na ploche kruhu s polomerom 2 km) sa zväčša zaraďuje (M. Lukniš et al. 1972) medzi roviny (Záhorská nížina s výškovým rozpätím 0—30 m), menej medzi pahorkatiny (Myjavská pahorkatina s výškovým rozpätím 31—100 m) a vyššie vrchoviny resp nižšie hornatiny (Malé Karpaty s výškovým rozpätím 181—310 m, vo vrcholových čas-

tiach až 311—470 m). Reliéf významne ovplyvňuje jednak klimatické pomery, podmieňujúc ich výraznú výškovú a priestorovú diferenciáciu (s nadmorskou výškou klesá teplota vzduchu, vzrastá množstvo zrážok, znižuje sa výpar a vzrastá podiel povrchového odtoku zrážkových vôd), jednak podmienky infiltrácie a podzemného obehu zrážkových vôd. Čím členitejší je reliéf, tým rýchlejší je podzemný odtok zrážkových vôd smerom k miestnym eróznym bázam, a tým krátkodobejší je ich kontakt s horninovým prostredím. V rovinnom, slabo členitom reliéfe Záhorskej nížiny, sklon neogénneho podložia významne ovplyvňuje rýchlosť prúdenia podzemných vôd v kvartérnych sedimentoch. Napr. v okrajových častiach centrálneho pásma viatych pieskov dosahuje celkový spád podzemných vôd až 15,4 °/∞ (E. Kullmanet al. 1974).

Pôdny pokryv a vegetácia

Významným genetickým činiteľom je pôdny pokryv, ktorý tvorí pestrá varieta pôdnych typov (Ľ. Mičian in M. Lukniš et al. 1972). Na viatych pieskoch a terasových štrkopieskoch Záhorskej nížiny sú vyvinuté prevažne silne nenasýtené, často rôzne výrazne podzolované hnedé lesné pôdy, s hojnými prechodmi k mačinovým pôdam. Menej sú zastúpené rankery, železité podzoly a lokálne i syrozeme. Podzolizácia (chemický rozklad ílov a presun produktov rozkladu — hlavne Fe a Al — do spodnej časti profilu pôdy) hnedých lesných pôd je dôsledkom pestovania borovicových monokultúr a prebieha s pomerne značnou rýchlosťou (viď E. Bublinec 1970). Zväčša nenasýtené hnedé lesné pôdy sú charakteristické aj pre kryštalinikum, spodný trias a melafýrovú sériu Malých Karpát, resp. pre proluviálne sedimenty s prevahou silikátového materiálu. Významné sú zastúpené aj nivné, resp. lužné pôdy (na fluviálnych sedimentoch poriečnej nivy Moravy a Myjavy), typické i illimerizované hnedozeme (na spraši ach, resp. zvetralinách neogénu Myjavskej pahorkatiny) a rendziny až pararendziny (na karbonatických komplexoch Malých Karpát a proluviálnych sedimentoch s prevahou karbonatického materiálu).

Hnedé lesné pôdy charakterizuje (J. Pelíšek 1961, R. Šály 1962) výrazné kyslá reakcia (v povrchovej vrstve pH cca 3,5 až 4,0 v spodných horizontoch cca 4,5 až 5,0) prevažne nulová vápnitosť a relatívne slabá iónovýmenná schopnosť (5—35 mval/100 g). Ich podzolované variety majú obvykle kyslejšiu reakciu. Humuso-karbonátové pôdy (rendziny) sú slabo kyslé až alkalické (pH 6,2 až 8,2), silne vápnité (pokiaľ nie sú sekundárne vyluhované, obsah $CaCO_3$ dosahuje až 50 %) a iónovýmenné aktívnejšie (celková výmenná kapacita sa pohybuje v rozmedzí 25 až 65 mval/100 g). Rankery sú silne piesčité mačinové pôdy s kyslou reakciou (pH 4,5 až 5,5) a nenasýteným sorpčným komplexom (t. j. s prevahou iónov H^+ vo výmenných centrách). Pôdna reakcia typickej hnedozeme je obvykle mierne kyslá až kyslá, sorpčný komplex býva nasýtený i nenasýtený.

Pri prestupe pôdnym pokryvom sa chemické zloženie zrážkových vôd rôzne výrazne metamorfuje. Stupeň tejto metamorfózy závisí od priepustnosti a hrúbky

pôdneho pokryvu, typu pôdy, nadmorskej výšky a expozície, ročného obdobia, obsahu organických látok, asociácie prítomných organizmov, atď. Pôdny pokryv je predovšetkým významným zdrojom CO_2, ktorý v ňom vzniká hlavne biochemickým rozkladom organických látok. V našich klimatických pomeroch sa pohybujú koncentrácie CO_2 v pôdnom vzduchu prevažne v rozmedzí 0,5—5,0 obj. %, čo zodpovedá parciálnym tlakom CO_2 5.10^{-3} až 5.10^{-2} at.* Zrážkové vody prenikajúce pôdnym pokryvom sú teda vystavené pôsobeniu parciálnych tlakov CO_2 až 100 × väčších ako v atmosfére (3.10^{-4} at). Spätný výpočet z chemického zloženia podzemných vôd viatych pieskov (sv. časť centrálneho pásma) vykázal parciálne tlaky CO_2 6.10^{-4} až 3.10^{-2} at (tab. 1), čo je v súlade s vyššie uvedenými hodnotami a dokumentuje v podstate rovnovážne nasýtenie zrážkových vôd pri ich prestupe pôdnym pokryvom. (To isté platí i pre kryštalinikum, resp. mezozoikum Malých Karpát — pozri D. Cambelová 1975, K. Vrána 1975 a J. Hirnerová 1975). Časť hydrolytickej kapacity, získanej rozpúšťaním pôdneho CO_2, uplatňujú zrážkové vody voči jeho minerálnej zložke ešte v priebehu svojho prestupu pôdnym pokryvom. Okrem produktov týchto interakcií, sa zrážkové vody obohacujú aj o ďalšie zložky, najmä o rôzne organické látky a produkty životnej činnosti mikroorganizmov (NH_4^+, NO_2^-, NO_3^- atď.), prítomných v množstvách až $n.10^9$ jedincov v 1 g pôdy. Zrážkové vody prenikajúce z pôdneho pokryvu do horninových kolektorov sú teda už rôzne mineralizovanými vodnými roztokmi charakteristického chemického zloženia. O. P. Bricker — A. R. Godfrey — E. T. Cleaves (1968) experimentálne zistili, že v pedogeologických a klimatických pomeroch, v študovanom území zodpovedajúcich kryštaliniku Malých Karpát, sa pri prenikaní zrážkových vôd cez pôdny pokryv dvoj až štvornásobne zvýšila koncentrácia Ca^{+2}, Mg^{+2}, Na^+ a K^+ oproti východiskovému stavu. Obsah SiO_2 sa zvýšil až desaťnásobne.

Aj vegetačný kryt vykazuje v podstate analogický metamorfný vplyv na chemické zloženie zrážkových vôd. Pri prenikaní zrážkovej vody cez korunu bukového lesa (nadm. výška 500 m, ročný úhrn zrážok 1000 mm) bol v ročnom úhrne zistený dvojnásobný vzrast koncentrácie vápnika, horčíka, sodíka, chlóru, resp. síry a až desaťnásobný vzrast koncentrácie draslíka. Obsah ostatných zložiek zrážkovej vody, medzi nimi i fosforu a dusíka, zostal viac-menej nezmenený (R. Mayer 1971). Intenzívne vyplavovanie živín (najmä draslíka) z vegetačných orgánov drevín a ich významný podiel v celkovom kolobehu látok medzi pôdou a porastom v podmienkach Záhorskej nížiny opisuje aj E. Bublinec (1970).

---

* Podľa novej sústavy mier SI jednotkou tlaku je pascal (Pa) definovaný ako tlak, ktorý vyvolá sila 1 newtonu, rovnomerne a kolmo pôsobiaca na rovinnú plochu 1 m^2.
1 atm=$1{,}01325.10^5$ $N.m^{-2} \doteq 0{,}1$ megapascalu (MPa).

Charakter priepustnosti horninového prostredia

Hydrogeologicky priaznivé horniny študovaného územia možno podľa charakteru priepustnosti rozdeliť do troch skupín.

Pre kvartérne a prevažne i neogénne sedimenty Záhorskej nížiny a Myjavskej pahorkatiny je charakteristická pórová priepustnosť. Významným hydrogeochemickým faktorom, ktorý sa uplatňuje v zvodnených sedimentoch s pórovou priepustnosťou, je ich granulometrické zloženie. Ovplyvňuje tvorbu chemického zloženia podzemnej vody priamo i nepriamo. Priamo — prostredníctvom celkového špecifického povrchu častíc (čím je sediment jemnozrnnejší, tým väčší je jeho celkový hydrogeochemicky aktívny povrch, a tým aj množstvo iónov, prechádzajúce za jednotku času do roztoku, za inak rovnakých genetických podmienok). Nepriamo — prostredníctvom ovplyvnenia hydrodynamických podmienok obehu (čím je sediment jemnozrnnejší, tým pomalšie prúdi podzemná voda a dlhšie sa stýka s horninovým prostredím). Predstavu o granulometrickom zložení kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny poskytuje tab. 2. Zahrňuje niektoré údaje, ktoré publikovala E. Vaškovská (1971). Z tabuľky je zrejmé, že v eolických pieskoch, ktoré sú jemnozrnné až veľmi jemnozrnné (s granulometrickým maximom prevažne vo frakcii 0,25—0,1 mm a menej i 0,5—0,25 mm), má prúdenie podzemnej vody prevažne laminárny charakter. Podľa O. Hynieho (1961) sa pri relatívne malých rýchlostiach zachováva laminárny charakter prúdenia do veľkosti rozmerov pórov 0,2 mm, čo zodpovedá rovnozrnnému piesku s priemerom zŕn 0,6 mm. Turbulentný charakter prúdenia podzemnej vody možno predpokladať v poriečnej nive Moravy, resp. Myjavy, v horných častiach náplavových kužeľov malokarpatských tokov a pri dostatočnej rýchlosti aj v terasových sedimentoch.

V kryštaliniku Malých Karpát obieha podzemná voda prevažne v povrchovej zóne rozpukania, ktorá siaha do hĺbky asi 30—50 m, a miestami i v hlbších puklinových systémoch tektonického pôvodu. Typickú puklinovú priepustnosť majú aj spodnotriasové kremence, pieskovce a arkózy melafýrovej série, slienité vápence jury a kriedy i niektoré litofácie neogénu (napr. zlepence a pieskovce karpatu, vystupujúce v sv. a v. časti lakšárskej elevácie atď.).

Z triasových karbonátov, ktoré sú hlavným nositeľom podzemnej vody v mezozoiku Malých Karpát, sú vápence obvykle silne skrasovatené a majú typickú krasovú priepustnosť. Dolomity sú prevažne tektonicky porušené, málo náchylné na skrasovatenie, a vykazujú puklinovú priepustnosť s určitým podielom pórovej priepustnosti. Súvisí to s uplatnením tzv. rozpúšťacej pórovitosti (tvorba sekundárnych pórov resp. dutín, podmienená rozpúšťacím účinkom vody) v dolomitoch. Vo vápencoch sa prevažne iba redukuje objem medzi hranami kryštálov, a tým sa rozširujú už existujúce pukliny. Príčinou sú určité štruktúrne—textúrne odlišnosti vo vzťahu vápence—dolomity. Zatiaľ, čo je v diagenetických i epigenetických dolomitoch orientácia c—osí kryštálov náhodná, vo vápencoch majú c—osi kryštálov prednost-

Tabuľka 2

Granulometrické zloženie kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny (podľa E. Vaškovskej 1971)

genetický a litologický typ sedimentu			granulometrické parametre		granulom. max. vo frak.
			Md	So	
fluviálne sedimenty Moravy	poriečna niva	štrky	0,5—18,2 7,17	1,84—6,1 3,24	4—2, menej 15—7, resp. 30—15
		piesky	0,07—0,66 0,48	1,6—2,82 1,97	0,5—0,25 resp. 1,0—0,5
	nízke terasy	štrky	0,34—25,7 3,59	1,66—9,46 4,01	4—2, menej 15—7
		piesky	0,13—0,85 0,45	1,1—5,69 1,99	0,5—0,25 resp. 1,0—0,5
	stredné terasy	štrky	0,43—3,63 1,72	2,07—9,46 3,99	4—2, menej 15—7
		piesky	0,2—0,75 0,37	1,25—5,51 2,01	0,5—0,25 menej 1,0—0,5
	vysoké terasy	štrky	0,58—9,55 3,01	4,17—8,82 5,81	4—2, 15—7 a 30—15
		piesky	0,2—0,54 0,5	1,32—2,43 1,86	0,5—0,25
eolické piesky láb.-gajar. jur. pásma	agradačné valy		0,15—0,6 0,38	1,29—2,06 1,65	1,0—0,5, 0,5—0,25 a 0,25—0,1
	nízke terasy		0,18—0,46 0,3	1,18—1,88 1,66	0,5—0,25 resp. 0,25—0,1
	stredné a vysoké terasy		0,15—0,23 0,2	1,18—1,58 1,37	0,5—0,25 resp. 0,25—0,1
eolické piesky centrálneho pásma	sz časť/masív šaštínskeho lesa/		0,23—0,53 0,34	1,26—1,93 1,56	0,5—0,25 resp. 0,25—0,1
	s a sv. časť		0,21—0,38 0,26	1,2—1,46 1,32	0,5—0,2 na báze 0,25—0,1
	stredná časť (oblasť Závod — Veľké Leváre — Studienka)		0,17—0,33 0,28	1,12—1,6 1,39	0,25—0,1
	stredná časť (medzi potokmi Rudava a Malina)		0,22—0,37 0,28	1,22—1,68 1,46	0,25—0,1 menej 0,5—0,25
	jz. časť		0,2—0,41 0,27	1,11—1,57 1,41	0,25—0,1

nú orientáciu v rovine uloženia. Pre typické krasové obehy je charakteristické rýchle turbulentné prúdenie podzemných vôd, v podmienkach, ktorého styk kvapalnej fázy s horninovým prostredím je relatívne krátkodobý a jej pôsobenie často viac fyzikálno-mechanické ako fyzikálno-chemické. So vzrastom podielu puklinovej, prípadne pórovej priepustnosti (menej skrasovatené vápence, resp. významnejšie zastúpenie dolomitov v obehových cestách), zmierňovaním členitosti reliéfu a zväčšovaním hĺbky obehu sa rýchlosť prúdenia podzemných vôd spomaľuje a celková doba ich kontaktu s horninovým prostredím predlžuje. To má pozitívny odraz v celkovom kvantitatívnom efekte prakticky všetkých mineralizačných procesov, aktívnych v systéme hornina-voda.

Teplotné, tlakové a oxidoredukčné podmienky obehu

Stručný prehľad teplotných charakteristík študovaného územia (tab. 3) dokumentuje ich veľkú priestorovú i časovú variabilitu s pomerne výraznou distribúciou nízkych teplôt. To isté platí pre pôdny pokryv (denný výkyv teploty je pozorovateľný do hĺbky 50 cm) i pre jeho bezprostredné horninové podložie (teplotné zmeny v priebehu roka sa prejavujú do hĺbky asi 20 m). Variabilita teplotných charakteristík ovplyvňuje hydrochemické procesy prebiehajúce v atmosfére, pri infiltrácii zrážkových vôd cez pôdny pokryv, v menšej miere i počas ich ďalšieho podzemného obehu. S poklesom teploty rastie obsah CO_2 a O_2, rozpusteného v zrážkovej vode, a tým aj jej celková hydrolytická kapacita. Na druhej strane, pokles teploty negatívne ovplyvňuje intenzitu biochemických procesov v pôdnom pokryve, a tým aj celkový stupeň metamorfózy chemického zloženia prestupujúcich zrážkových vôd. Tieto zmeny, spolu s ďalšími faktormi, (ročný chod zrážok, hydrodynamické podmienky obehu, reliéf atď.) podmieňujú charakteristickú, časovú variabilitu chemického zloženia podzemných vôd, hlavne plytkých obehov (viď tab. 6).

Prevažná väčšina podzemných vôd študovaného územia sa formuje v relatívne plytkom obehu, kde tlak kolíše iba v rozmedzí niekoľkých atmosfér a jeho vplyv na hydrochemické procesy je minimálny. V hlbinných obehoch podzemných vôd v neogénnych sedimentoch dosahuje tlak až niekoľko sto atmosfér (hydrostatický tlak do 400 atm, vrstevný tlak až do 800 at) a stáva sa významným hydrogeochemickým činiteľom. To isté platí i o teplote (asi 120 °C v hĺbke 3 km podľa geotermálneho stupňa 26 m/°C, ako ho udáva O. Franko pre mladé sedimentárne oblasti Západných Karpát) s tým, že jej pôsobenie je v porovnaní s tlakom často protichodné. Ako typický príklad možno uviesť rozpustnosť plynov vo vode, ktorú vzrast teploty ovplyvňuje negatívne a vzrast tlaku pozitívne, pričom vplyv tlaku je rozhodujúci. V tejto súvislosti je hydrogeochemicky dôležité, že plyny, rozpustené v hlbinných vodách viedenskej panvy, patria k metánovému, prípadne metánovo-dusíkovému typu (O. Franko — S. Gazda — M. Michalíček 1975) a prakticky neobsahujú

Tabuľka 3

Vybrané teplotné charakteristiky študovaného územia (podľa Š. Petroviča et al. 1968 a Š. Petkoviča in M. Lukniš et al. 1972)

priemerná ročná teplota vzduchu	9,6—9,7° C v Záhorskej nížine, 9,2° C na sz. úpätí a cca 6° C vo vrcholových častiach Malých Karpát
najnižšia priemerná mesačná teplota vzduchu	január: —1,7 až —2,3° C v Záhorskej nížine, na hrebeni Malých Karpát až —5° C
najvyššia priemerná mesačná teplota vzduchu	júl: 19,4 až 20,3° C v Záhorskej nížine, cca 16° C na hrebeňoch Malých Karpát
absolútne maximum teploty vzduchu	38,4° C (Kuchyňa — Nový dvor)
absolútne minimum teploty vzduchu	—29,9° C (Kuchyňa — Nový dvor)
priemerná denná amplitúda teploty vzduchu	5,7° C (XII) až 11,9° C (VII—VIII) v Kuchyni — Nový dvor, smerom k vyšším nadm. výškam sa zmenšuje
počet dní s priemernými dennými teplotami pod 5° C	125—145, vo vrcholových častiach Malých Karpát až 145—165
počet mrazových dní (t min ≦ −0,1°C)	105,5 (Kuchyňa — Nový dvor) 111,3 (Myjava)
počet ľadových dní (t max ≦ −0,1°C)	29,6 (Kuchyňa — Nový dvor) 43,9 (Myjava)
počet dní so silným mrazom (t min ≦ ≦ −10,1°C)	16,4 (Kuchyňa — Nový dvor) 15,0 (Myjava)
priemerný počet dní so snehovou pokrývkou	v z. a jz. časti Záhorskej nížiny < 40, vo v. a sv. časti Záhorskej nížiny 40—50, v Malých Karpatoch 50—60 (na hrebeni až 60—80)
hĺbka, po ktorú pôda zamŕza	v priemere 40—50, za tuhej zimy až 80—90 cm

CO_2. V malých množstvách (do 5 obj %) je CO_2 prítomný iba v podzemných vodách mezozoického podložia viedenskej panvy v okolí Lábu a Lakšárskej Novej Vsi.

Plytké obehy podzemných vôd sú v intenzívnom dosahu atmosferického kyslíka, podmieňujúcom ich výrazne oxidačný charakter, a tým aj rýchly priebeh oxidačných procesov. Hydrochemicky najdôležitejšia je oxidačná degradácia sulfidickej síry, hlavne pyritu, ktorý je bežnou zložkou takmer všetkých hornín študovaného územia. Experimentálne sa dokázalo, že oxidácia pyritu je zložitým komplexom chemických a biochemických procesov (S. Gazda 1969). Biochemické procesy súvisia so životnou činnosťou thionových baktérií (hlavne *Thiobacillus ferroxidans* a *Thiobacillus thioxidans*) a z hľadiska celkového kvantitatívneho efektu oxidácie pyritu majú rozhodujúci význam. Na každú molekulu H_2SO_4, vznikajúcu chemickou cestou,

pripadajú štyri molekuly H_2SO_4, vzniknuté biochemicky. Oxidáciou pyritu vznikajúca H_2SO_4 je významným hydrogeochemickým činiteľom. Silne pôsobí na okolité horninové prostredie, hlavne na jeho karbonatickú zložku, pričom vzniká $CaSO_4$ a určitý podiel voľného CO_2. V mladých sedimentárnych bazénoch zasahuje výrazne oxidačné prostredie do hĺbky asi 50 m a výrazne redukčné prostredie začína v hĺbke asi 200 m. V prechodnom hĺbkovom intervale 50—200 m môžu prebiehať podľa miestnych podmienok oxidačné alebo redukčné procesy. Z redukčných procesov sa uplatňuje hlavne biochemická redukcia síranov na sírovodík za spolupôsobenia desulfatizačných baktérií (*Vibrio desulfuricans*). Dokumentuje to častý výskyt sírovodíkových minerálnych vôd (Smrdáky, Holíč, Kopčany, Kuklov, Lakšárska Nová Ves, Gbely, Plavecký Mikuláš, Plavecký Peter, Štefanov, atď.), geneticky viazaných na rôzne stratigrafické členy miocénu, s obsahmi H_2S, dosahujúcimi až 500—700 mg/l. Vysoké obsahy H_2S sú charakteristické aj pre niektoré hlbinné vody, odkryté vrtmi v mezozoickom podloží viedenskej panvy (napr. vrt Lakšárska Nová Ves, hĺbkové rozpätie 1591—1617 m).

Vo vertikálnom profile neogénnych sedimentov viedenskej panvy pozorujeme viac-menej spojitý prechod chemického zloženia podzemných vôd od typu kalcium-(magnézium)-bikarbonátového cez typ nátrium-bikarbonátový, až k typu nátrium-chloridovému, pričom výrazne vzrastá ich celková mineralizácia. Túto všeobecnú hydrochemickú zonálnosť, ktorá môže mať v jednotlivých tektonických kryhách panvy značne modifikovaný vývoj (hlavne pokiaľ ide o hĺbkový dosah nizkomineralizovaných vôd kalcium-resp. nátrium-bikarbonátového typu, názorne dokumentuje tab. 4. Vznik tejto zonálnosti súvisí so zmenami oxidoredukčných, termodynamických a čiastočne i hydrodynamických (spojitý malý pokles pórovitosti a priepustnosti piesčitých kolektorov so vzrastom litostatického tlaku; bližšie pozri V. M. Dobrynin 1965) podmienok obehu s hĺbkou a s ich rôzne výrazným pozitívnym, resp. negatívnym vplyvom na rozpúšťaciu schopnosť vody, rozpustnosť minerálov i priebeh mineralizačných procesov, jednak s klesajúcim stupňom infiltračnej degradácie reliktných morských vôd. Pri tvorbe podzemných vôd nátrium-bikarbonátového typu sa určujúco uplatňuje prednostné uvoľňovanie Na^+ z mriežok živcov za zvýšených teplôt a tlakov, blokujúcich vplyv iónov CO_3^{-2} voči súčasne uvoľňovanému Ca^{+2} a jeho viazanie vo vznikajúcom Ca-montmorillonite. Ďalej sú to iónovýmenné procesy.

Podzemné vody kvartérnych sedimentov

Na geologickom vývoji kvartéru Záhorskej nížiny sa zúčastňujútri hlavné genetické typy sedimentov, a to fluviálne, proluviálne a eolické. Priestorová distribúcia týchto sedimentov vykazuje charakteristické zákonitosti, vyplývajúce z rozdielnej intenzity, s akou v nížine pôsobili geologické činitele ich vzniku.

Tabuľka 4

Zmeny chemického zloženia podzemných vôd vo vertikálnom profile sarmatu viedenskej panvy

Lokalita	hĺbkový interval (m)	M g/l	S_1	S_2	A_1	A_2
Skalica	20—44	0,54	9,8	6,1	—	83,95
Unín	103—107	0,28	21,35	—	—	78,35
Smrdáky	66—111	0,95	31,2	—	42,5	26,3
Letničie	120	1,45	18,65	—	79,85	1,3
Gbely	68—85	1,8	10,8	—	85,6	3,6
Gbely	102	2,33	50,6	—	37,4	12,0
Kovalov	163—209	3,39	75,7	—	20,1	4,2
Brodské	275—400	3,57	77,8	—	15,8	6,4
Štefanov	350—400	8,08	87,6	—	11,3	2,1
Závod	560—562	9,1	89,2	—	8,8	2,0
Láb	656—669	16,9	93,1	3,8	—	3,1
Malacky	929—1079	19,21	95,4	2,1	—	2,5
Suchohrad	1071—1072	22,96	96,0	1,8	—	2,2

Poznámka: Pri zostavovaní tabuľky boli použité archívne materiály MND Hodonín a Nafta Gbely, niektoré údaje sú prevzaté z podkladového materiálu, použitého pri zostavovaní hydrochemickej mapy 1:200 000, list Znojmo (pozri E. Kullman et al. 1974).

V tzv. primoravskej oblasti (v zmysle členenia E. Vaškovskej 1971) dominujú fluviálne sedimenty, miestami prekryté malými mocnosťami viatych pieskov (lábsko-gajarsko-jurské pásmo). Pre centrálnu časť nížiny, zhruba zaberajúcu lábsko-lakšársky elevačný pruh, lakšársku eleváciu a priľahlú časť malacko-kovalovskej depresie, sú charakteristické rozsiahle akumulácie viatych pieskov v podloží s aleuriticko-pelitickými, psamitickými, resp. psefitickými sedimentmi pliocénu a menej i miocénu. Najzložitejšie pomery sú v prikarpatskej oblasti, hlavne v zohorsko-plaveckej depresii, kde spolupôsobením kvartérnej tektoniky, eolickej činnosti a akumulačnej činnosti malokarpatských tokov došlo k cyklickému uloženiu niekoľkých sedimentačných rytmov, zložených z proluviálnych, eolických a v jz. časti depresie i fluviálnych sedimentov.

Podzemné vody viatych pieskov

Viate piesky sú v podstate monominerálnym sedimentom, zloženým z kremeňa (asi 90 %), živcov (asi 10 %) a malého podielu ťažkých minerálov, hlavne granátu, amfibolu a rudných minerálov (D. Minaříková 1963). V pieskoch s dlhším eolickým vývojom vysoko prevláda granát, v pieskoch previatych na krátku vzdiale-

nosť je približne rovnaký obsah granátu a amfibolu a vzrastá podiel rudných minerálov.

Z uvedených minerálov sú hydrogeochemicky aktívne hlavne živce, prípadne amfiboly. Ich hydrolytický rozklad uvoľňuje do prestupujúcich zrážkových vôd popri kyseline kremičitej, hlavne ióny Ca^{+2}, Mg^{+2} a HCO_3^-, menej ióny Na^+, K^+ a Fe^{+2}. Hydrogeochemicky aktívny je aj pyrit prítomný v malých množstvách v ťažkej frakcii. Jeho oxidácia je zdrojom iónov Ca^{+2}, Mg^{+2}, Fe^{+2} a SO_4^{-2}. Podľa toho, ktorý z týchto procesov sa uplatňuje intenzívnejšie (závisí to od celého radu činiteľov, hlavne však od zastúpenia pyritu v ťažkej frakcii, od koncentrácie O_2 v infiltrujúcich zrážkových vodách a od dĺžky prípadne hĺbky obehu vody), posúva sa celkový chemizmus podzemných vôd viatych pieskov mierne smerom ku kalcium-(magnézium)-bikarbonátovému, prípadne sulfátovému typu. Prevažujúci prechodný chemizmus vôd viatych pieskov s približne rovnakým zastúpením kalcium-(magnézium)-bikarbonátovej a kalcium-(magnézium)-sulfátovej zložky dokumentuje, že oba uvedené mineralizačné procesy sa hydrogeochemicky uplatňujú s približne rovnakou intenzitou. Z genetického hľadiska patria teda podzemné vody viatych pieskov prevažne k sulfido-silikátogénnym vodám.

Celkove malý obsah hydrogeochemicky aktívnych minerálov, ich značná stabilita voči hydrolytickému účinku vody (hlavne živcov) a prevažujúce plytkopodpovrchové podmienky obehu (krátkodobý styk zrážkových vôd s horninovým prostredím) podmieňujú nízku mineralizáciu (0,05—0,15 g/l) podzemných vôd viatych pieskov. V pieskoch s krátkym transportom, ktoré v nesúvislom úzkom pruhu lemujú tok Moravy, sú popri živcoch prítomné (až 20 %) aj drobné úlomky glaukonitických pieskovcov, muskovitických rúl a pod. Podzemné vody týchto pieskov preto dosahujú pri rovnakom chemizme o niečo vyššiu mineralizáciu (do 0,2 g/l, ojedinele i viac).

Relatívne vysoké hodnoty koeficientu Mg/Ca (tab. 5) vo vzťahu k pomeru prítomných svetlých a tmavých minerálov súvisia s ich rozdielnou stabilitou voči hydrolytickému účinku vody. Železnato-horečnaté silikáty (amfibol, biolit, chlorit) ľahšie podliehajú hydrolytickej degradácii ako stabilnejšie živce. Rozklad tmavých minerálov sa naviac podstatne urýchľuje prítomnosťou rozpusteného kyslíka v infiltrujúcich zrážkových vodách, ktorý oxidujúc železo ich mriežok (oxidácia $Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3}$ je exotermická) znižuje ich stabilitu.

Rozklad tmavých silikátových minerálov, resp. oxidácia rudných minerálov, uvoľňuje do vody železo vo forme $Fe(HCO_3)_2$, prípadne $Fe_2(SO_4)_3$, ktoré ľahko hydrolyzujú za vzniku $Fe(OH)_3$ vytvárajúceho na povrchu zŕn tenké hrdzavohnedé povlaky, čo dodáva viatym pieskom charakteristické svetlohnedožlté zafarbenie. Iba malá časť takto uvoľneného železa sa uchováva v roztoku. V redukčných podmienkach (na ich pomerne častý výskyt poukazuje prítomnosť H_2S v niektorých prameňoch, napr. prameň Hlavina, vyvierajúci j. od Šajdíkových Humeniec, niektoré vývery pramennej línie sz. od Plaveckého Mikuláša a pod.), sa môže uvoľnené železo

fixovať aj vo forme autigénneho pyritu. Stopové obsahy mangánu, lokálne prítomné vo vodách viatych pieskov, pochádzajú prevažne z rozkladu tmavých minerálov, v ktorých Mn^{+2} izomorfne zastupuje Fe^{+2}.

Porovnanie priemerných hodnôt základných hydrochemických parametrov (tab. 5) presvedčivo dokumentuje priestorovú heterogenitu chemického zloženia podzemných vôd viatych pieskov, t. j. existenciu odlišných genetických podmienok jeho formovania nielen v rôznych častiach komplexu viatych pieskov, ale aj v ich rámci (pozri porovnanie chemického zloženia vôd, zisteného vrtmi na sv. okraji centrálneho pásma viatych pieskov). Priestorovú heterogenitu podmieňuje spoločné pôsobenie viacerých činiteľov. Je to: pôdny pokryv a intenzita jeho vplyvu na chemizmus prestupujúcich zrážkových vôd, dĺžka ich kontaktu s horninovým prostredím a ich hydrolytická kapacita; hĺbka obehu a s ňou súvisiace zmeny kyslíkového potenciálu; zmeny mineralogického zloženia vo vertikálnom i horizontálnom profile komplexu viatych pieskov; rýchlosť a smery prúdenia prestupujúcich vôd atď. Vplyv dĺžky a hĺbky obehu na mineralizáciu a celkový chemizmus (pokles S_2, resp. vzrast A_2 so vzrastom mineralizácie) názorne ilustruje porovnanie priemerného zloženia vôd prameňov (plytší a kratší obeh) a vrtov. Výrazne zvýšená priemerná mineralizácia vôd pramennej línie vyvierajúcej na sz. tektonickom ohraničení perneckej nádrže je dôsledkom špecifických genetických podmienok ich tvorby (pozri stať Pernecká nádrž).

Tabuľka 5

Priemerné chemické zloženie podzemných vôd rôznych častí komplexu viatych pieskov

Priemerné zloženie	M mg/l	S_1	S_2	A_2	A_3	Mg/Ca	Na/K	SO_4/M
línia prameňov sz. od Plav. Mikuláša	92,3	18,75	36,75	44,5	—	0,28	—	—
línia prameňov sv. od Plav. Štvrtka	165,0	7,5	26,0	66,5	—	0,33	—	—
pramene (22)	89,1	20,45	39,05	40,5	st	0,31	2,6	—
vrty (18)	97,45	18,6	29,65	51,55	0,2	0,38	3,0	—
profil vrtov j. od Šajdíkových Humeniec (5)	73,6	23,7	41,2	34,75	0,35	0,38	3,0	0,270
profil vrtov s. od obce Cerová-Lieskové (4)	105,05	15,5	36,3	48,0	0,2	0,42	2,6	0,145
profil vrtov sz. od Plaveckého Petra (7)	108,65	17,45	22,75	59,8	st	0,37	4,1	0,115

Poznámka: Údaje v tabuľke sú čerpané z prác S. Gazdu (1966), Z. Holéczyovej et al. (1968) a A. Šubovej et al. (1973). Údaje v zátvorkách = počet analýz, z ktorých je vypočítaný priemer.

Režim chemického zloženia podzemných vôd viatych pieskov je veľmi nestály, a to aj keď ide o relatívne krátky časový úsek (tab. 6). Táto skutočnosť spolu so silnými agresívnymi a korozívnymi vlastnosťami, nízkou mineralizáciou, výrazne kyslou reakciou a pomerne častým sekundárnym (hlavne bekteriologickým) znečistením, značne obmedzuje možnosti priameho (bez predbežnej úpravy) vodohospodárskeho využitia podzemných vôd viatych pieskov.

Tabuľka 6

Režim chemického zloženia podzemných vôd viatych pieskov

Dokum. bod	Dátum	M mg/l	S_1	S_2	A_2	Mg/Ca
Prameň	27. 7. 1959	88,35	19,7	57,1	23,2	0,33
Hlavina	10. 7. 1968	135,4	16,1	22,8	61,1	0,28
prameň pri HV—216	14. 6. 1968	85,85	20,6	7,95	71,4	0,33
	19. 11. 1968	98,1	15,8	21,4	62,2	0,28

Podzemné vody proluviálnych sedimentov

Proluviálne sedimenty, tvorené neopracovanými úlomkami mezozoických, resp. kryštalinických hornín rôznej veľkosti, rozdielneho stupňa zvetrania a zahlinenia, sú sústredené v podhorskej oblasti Malých Karpát, kde ich v pleistocéne uložili malokarpatské toky. Náplavové kužele molokarpatských tokov sú až na lokálne výnimky, hydrogeologicky priaznivé (E. Kullman 1966) a vďaka svojej geologickej pozícii významne sa podieľajú (ako sprostredkovateľ prestupu časti malokarpatských vôd) na formovaní celkových hydrogeologických a hydrogeochemických pomerov priľahlej časti Záhoskej nížiny.

Z tabuľky 7, v ktorej sú uvedené základné hydrogeochemické parametre podzemných vôd proluviálnych sedimentov Záhorskej nížiny, je zrejmé, že chemizmus týchto vôd je totožný s chemizmom vôd malokarpatských tokov, ktorý je podmienený petrografickým charakterom hornín ich povodia. Názorne to dokumentuje porovnanie priemerného chemizmu malokarpatských tokov vtekajúcich do jednotlivých častí zohorsko-plaveckej depresie, s priemerným chemizmom vôd obalovej, chočskej a krížňanskej jednotky mezozoika Malých Karpát (pozri tab. 12).

Povrchové vody, vtekajúce do perneckej nádrže a prameniace prevažne v kryštaliniku, sa dostávajú do rôzne dlhého styku s obalovou malokarpatskou sériou, ktorú tvoria hlavne tmavé sliene a slienité vápence, menej tzv. borinské vápence s polohami dolomitov a brekcií.

Z celkove vyrovnaného, pomerne výrazného kalcium-bikarbonátového chemizmu týchto tokov, sa odlišuje prítok perneckého jazera, u ktorého typ chemizmu

určuje kalcium-sulfátová zložka. Voda tohto toku sa geneticky viaže na zónu kryštalických bridlíc pezinsko-perneckého kryštalinika, rozdeľujúcu malokarpatské granitoidné jadro na bratislavský a modranský masív a je vo významnom styku s oxidačnou zónou sulfidickej mineralizácie (pozri kap. Podzemné vody Malých Karpát). Nepatrné rozdiely v chemizme vôd proluviálnych sedimentov perneckej depresie v porovnaní s chemizmom ich zdrojových vôd (povrchové toky), sú pochopiteľné. Horninový materiál týchto prolúvií je totiž hydrogeochemicky iba nepatrne aktívny (ide prevažne o amfibolity a fylity, menej o granitoidné horniny a spodnotriasové kremence) a prestup povrchových vôd vzhľadom na priaznivé granulometrické zloženie a malý stupeň zahlinenia prolúvií je pomerne rýchly.

U podzemných vôd proluviálnych sedimentov sološnickej depresie, resp. územia medzi Plaveckým Mikulášom a Prievalmi, možno vyčleniť dva charakteristické typy chemizmu:

— Typ kalcium-bikarbonátový s výraznou kalcium-sulfátovou zložkou ($S_2 >$ >20 mval %). Typickým príkladom je voda sološnického, plavecko-podhradského a plavecko-mikulášskeho náplavového kužeľa, v petrografickom zložení ktorého sú v podstatnom množstve zastúpené úlomky hornín melafýrovej série Malých Karpát. Zdrojom zvýšeného obsahu síranov je rozpúšťanie sadrovca, jemne dispergovaného hlavne v ílovitých bridliciach tejto série.

— Typ kalcium-bikarbonátový s nevýraznou kalcium-sulfátovou zložkou ($S_2 <$ <10 mval %), typický pre vody náplavových kužeľov povrchových tokov, v povodí

Tabuľka 7

Základné hydrochemické parametre podzemných vôd proluviálnych sedimentov v porovnaní s malokarpatskými tokmi

Priemerné zloženie		M g/l	S_1	S_2	A_2	A_3	Mg/Ca
proluviálne sedimenty	pernecká depresia (5)	0,328	11,35	18,2	70,3	0,05	0,19
	sološnická depresia (6)	0,502	3,4	19,3	77,3	—	0,35
malokarpatské toky	pernecká depresia (6)	0,333	9,95	21,5	68,35	0,2	0,25
	sološnická depresia (12)	0,452	5,05	21,15	73,45	0,35	0,42
	územie Plav. Mikuláš— Prievaly (7)	0,590	7,95	15,1	76,8	0,15	0,34

Poznámka: Údaje tabuľky sú čerpané z prác S. Gazdu (1966), Z. Holéczyovej et al. (1968) a E. Kullmana et al. (1973).

ktorých nie sú zastúpené horniny melafýrovej série. Typickým príkladom je napr. náplavový kužeľ potoka Smrkovec medzi Plaveckým Mikulášom a Plaveckým Petrom.

Vyššia mineralizácia podzemných vôd v oblasti Plavecký Mikuláš-Prievaly v porovnaní s mineralizáciou proluviálnych sedimentov sološnickej depresie (tab. 7), je dôsledkom menej priaznivého hydrogeologického charakteru náplavových kužeľov tohto územia. Väčšie zahlinenie podmieňuje totiž pomalšie prúdenie, a tým aj dlhodobejší styk prestupujúcich vôd s horninovým prostredím.

Podzemné vody fluviálnych sedimentov

V porovnaní s podzemnými vodami eolických a proluviálnych sedimentov, ktoré sú typickými petrogénnymi vodami, má formovanie chemického zloženia podzemných vôd fluviálnych sedimentov viacero osobitostí. Hlavným zdrojom dopĺňania týchto vôd nie sú priamo infiltrujúce zrážkové vody, ale prestupujúce do aluviálnych náplav povrchové a svahové vody, rôznej, v čase i v priestore premenlivej mineralizácie. Ďalej je to úzka hydraulická spojitosť podzemných vôd údolnej nivy s povrchovým tokom a jej zmeny v čase i priestore (povrchový tok ako donor resp. akceptor podzemných vôd) a existencia viac-menej nezávislých prúdov týchto vôd paralelných s tokom. Hydrodynamické pôsobenie týchto prúdov usmerňuje infiltrujúce povrchové vody prípadne prestupujúce svahové vody do smeru daného vektorovým sčítaním pôsobiacich síl a postupne sa premiešavajú s vodami krajných a neskôr aj ďalších prúdov.

Chemické zloženie podzemných vôd údolných nív povrchových tokov je teda väčšmi určované miešaním vôd rôznej mineralizácie a zloženia než mineralizačnými procesmi, prebiehajúcimi v systéme fluviálny štrkopiesok — voda. Takéto genetické pomery zapríčiňujú charakteristickú priestorovú variabilitu mineralizácie i chemického zloženia podzemných vôd údolných nív. Na vytváraní tejto variability, sa ako významný činiteľ zúčastňuje človek (pozri kapitolu zdroje sekundárneho znečisťovania podzemných vôd).

Uvedené závery potvrdzujú i existujúce hydrochemické údaje z údolnej nivy Moravy. Mineralizácia jej podzemných vôd sa pohybuje v rozmedzí 0,1—1,7 g/l, pričom sa najčastejšie vyskytujú vody s mineralizáciou 0,3—0,5 g/l (34 %), resp. 0,5—0,7 g/l (30 %). Široký rozptyl kalcium-bikarbonátovej (20—90 mval %) a kacium-sulfátovej zložky (0—65 mval %) sa odráža vo výraznom zastúpení vôd nevýrazného kalcium-bikarbonátového (25 %) resp. prechodného kalcium-sulfátobikarbonátového (22 %) typu. Pomerne časté sú i nevýrazné kalcium-sulfátové vody resp. vody zmiešaného chemizmu.

Z hľadiska priestorovej distribúcie mineralizácie i chemického zloženia je charakteristická úzka nadväznosť prevažne stredne mineralizovaných (0,45—0,75 g/l),

výrazne kalcium-bikarbonátových vôd na oblasť sútoku Sudoměřického potoka s Moravou sz. od Skalice. V ostatných častiach aluviálnej nivy Moravy sa takéto vody vyskytujú iba sporadicky.

Častá prítomnosť nátrium-bikarbonátovej zložky naznačuje, že fluviálne štrkopiesky tejto oblasti vytvárajú miestami jednotný hydrogeologický celok s podložným neogénom, ktorý, ako to vyplýva z vrtných profilov, je často zastúpený silne piesčitými ílmi a pieskami. Vo vrte RH—9 (v Skalici), kde sú v priamom podloží fluviálnych štrkopieskov vyvinuté neogénne piesky, bola dokonca zistená až nevýrazne nátrium-bikarbonátová voda, vznik ktorej je v genetických podmienkach fluviálnych štrkopieskov nereálny. Charakteristickou črtou vôd tejto oblasti, ktorá potvrdzuje relatívne hlbšie porostredie ich tvorby, je aj nepatrný stupeň ich sekundárneho znečistenia. Na druhej strane obsahujú tieto vody veľa železa (až 20 mg/l) a mangánu (až 3,0 g/l), čo znemožňuje ich priame vodohospodárske využitie. Toto platí až na nepatrné lokálne výnimky pre celú údolnú nivu Moravy.

Priamo v meste Holíč, resp. v jeho bezprostrednom jz. okolí, sa na malom území vyskytuje vysokomineralizovaná (M 1,0—2,0 g/l) voda prechodného kalcium-sulfáto-bikarbonátového až zmiešaného typu. Vznik tejto vody, obsahujúcej až 420 mg/l SO_4^{-2}, resp. 160 mg/l Cl^-, je pravdepodobne spojený s pôsobením sekundárnych genetických činiteľov. V ostatných častiach tohto územia sa vyskytujú nízkomineralizované (M 0,3—0,5 g/l) vody nevýrazného kalcium-bikarbonátového až prechodného kalcium-sulfátového chemizmu. Takéto vody, miestami s mierne zvýšenou mineralizáciou, (do 0,7 g/l – napr. oblasť Kopčany) prípadne s posunom celkového chemizmu k nevýrazne kalcium-sulfátovému typu (oblasť Sekule-Moravský Ján, okolie Záhorskej Vsi), sú charakteristické aj pre celú ostatnú časť údolnej nivy Moravy.

Zaujímavé sú hydrogeochemické pomery kútskej depresie, ktorá je vyplnená prevažne fluviálnymi sedimentmi Moravy. Existujúce hydrochemické údaje (tab. 8) jednoznačne dokumentujú, že stredná časť depresie, v ktorej sú situované vrty K—13, HV—9, HV—10, S—5 a HS—3, je výrazne ovplyvnená vyššie mineralizovanými vodami alúvia Myjavy, ktoré sa vzhľadom na generálny smer ich prúdenia k Morave v spodnej časti depresie nemôžu hydrochemicky prejaviť. Na v. okraji spodnej časti depresie boli vrtom RV-8 zistené nízkomineralizované vody prechodného kalcium-sulfáto-bikarbonátového chemizmu, ktoré sú z genetického hľadiska totožné s podzemnými vodami viatych pieskov a podzemných vôd terasových sedimentov Moravy. Ich zdrojom sú viate piesky, ktoré spolu so strednopleistocénnymi terasovými sedimentmi tvoria rozsiahlu borsko-jurskú vyvýšeninu v. od kútskej depresie. Tieto vysoko agresívne vody sa pri ďalšom prenikaní depresiou (v jej j. časti sa prúdenie podzemných vôd stáča do smeru pozdĺžnej osi depresie) postupne mineralizujú za súčasného posunu celkového chemizmu k výraznému kalcium-bikarbonátovému typu. Pretože klastický i piesčitý materiál kvartérnej výplne tejto časti depresie je chemicky značne inaktívny (zdrojom malých množstiev

Ca^{+2} môže byť totiž iba hydrolytický rozklad plagioklasov, prítomných v piesčitej zložke fluviálnych pieskov), na tejto mineralizácii sa zrejme podieľa aj rozpúšťanie karbonátov. Ich zdrojom je hlavne preplavený panónsky materiál, najmä vápnité íly, ktoré spolu s jemnozrnnými pieskami tvoria bezprostredné podložie strednopleistocénnych sedimentov kútskej depresie.

Chemické zloženie podzemných vôd kútskej depresie — Tabuľka 8

Lokalita		M mg/l	S_1	S_2	A_2	Mg/Ca	SO_4/M
Aluvium	RV—6	432,1	17,65	34,65	46,5	0,6	0,204
Moravy pri	HV—5	525,3	12,95	50,45	38,4	0,6	0,242
Brodskom	HV—6	323,9	16,25	49,45	32,85		0,241
horná	S—4	567,75	36,15	7,3	54,7	—	0,140
časť	S—2 3,0—4,5)	291,7	29,2	11,6	54,55	—	0,127
nádrže	S—2 (18—20)	467,1	25,7	—	48,35	—	0,032
	HK—3	420,85	36,4	—	39,8	0,48	0,064
	S—1 (3,0—4,5)	214,55	17,0	46,1	32,95	—	0,249
	S—1 (18—20)	158,8	25,45	33,65	37,7	—	0,228
	HK—1	264,3	17,25	34,1	46,45	0,48	0,169
	HK—2	262,85	13,05	53,3	31,4	0,37	0,238
	HS—2	300,3	14,05	37,8	43,75	0,41	0,179
	HV—8	325,8	20,25	55,8	19,45	0,45	0,270
stredná	K—13	658,35	8,75	31,8	58,85	0,39	0,121
časť	HV—9	697,4	8,6	33,8	57,1	0,35	0,140
nádrže	HV—10	764,2	10,15	26,55	62,6	0,17	0,133
	S—5 (3,5—5,0)	611,3	4,6	28,85	64,5	—	0,084
	S—5 (17,5—19,5)	824,75	15,5	18,8	63,85	—	0,138
	HS—3	671,5	6,6	24,55	67,55	0,42	0,081
spodná	HS—1	304,55	5,75	23,35	63,45	—	0,109
časť	RV—7	145,9	14,1	21,1	60,7	0,38	0,139
nádrže	RV—8	102,5	20,1	39,1	38,0	0,36	0,193
	HS—4	184,85	13,65	18,1	62,05	0,28	0,117
	ZV—23	292,4	10,5	13,2	69,3	0,4	0,073
	MJ—1	423,8	24,5	5,4	67,1	0,25	0,082
	ŠS—1	322,8	16,35	4,9	73,45	0,4	0,064
kanál pri vrte S—2		544,75	23,45	5,15	67,8	—	0,062
Myjava pri vrte HS—3		674,65	19,9	23,4	56,0	—	0,169
Morava pri vrte HS—1		380,0	21,25	23,8	54,65	—	0,157
potok Čekr pri vrte HS—4		365,7	18,6	19,4	59,0	—	0,130

Poznámky: Údaje v tabuľke sú čerpané z prác S. Gazdu (1966), M. Némethyovej — E. Jendraššáka 1970, M. Franzovej — M. Vilšera 1969 a E. Kullmana et al. 1973. Vo vrtoch S—2 a HK—3 je prítomná výrazná nátrium-bikarbonátová zložka. Údaje pre povrchové toky a vrty S—1 až S—6, HK—1 až HK—3, HS—1 až HS—4 a K—13 sú z 3.—4. augusta 1970.

Podobný prítok nízkomineralizovaných vôd kalcium-sulfáto-bikarbonátového až nevýrazne kalcium-sulfátového chemizmu pôvodom z pleistocénnych terás Moravy v. a jv. od Brodského pozorujeme aj v hornej časti kútskej depresie (tab. 8). Prítomnosť pomerne výraznej (20—25 mval %) nátrium-bikarbonátovej zložky vo vodách spodnej časti profilu vrtu S—2, resp. vo vrte HK—3 (perforácia 17,25—30,0 m), poukazuje na značný vplyv podzemných vôd podložného neogénu (pravdepodobne ide o ich tektonický rozptyl na okrajových zlomoch depresie) v tejto časti depresie. Kanál, paralelný s tokom Moravy a ústiaci do nej pri vrte S—5 (sleduje približne pozdĺžnu os depresie), má výraznú drénujúcu funkciu, preto sa fluviogénne vody Moravy v. od neho hydrochemicky uplatňujú iba v obmedzenej miere. Naproti tomu v spodnej časti depresie, zhruba od úrovne vrtu HS—1, je hydrochemický vplyv Moravy pomerne silný. Hranica tohto vplyvu sa smerom na J rozširuje, sledujúc približne smer potoka Čekr (obr. 2).

V protiklade s fluviálnymi sedimentmi údolnej nivy Moravy, hlavným zdrojom zvodnenia fluviálnych sedimentov jej terás, zachovaných v plošne obmedzených zvyškoch v oblastiach Závod—Borský Jur—Moravský Ján—Sekule, Závod—Studienka—Rudava, Gajary—Jakubov a Láb—Zohor, sú zrážkové vody. Rozdielnosť podmienok tvorby fluviogénnych vôd aluviálnych náplav a petrogénnych vôd terasových sedimentov sa výrazne prejavuje v ich celkovom chemizme. Z tabuľky 9, ktorá tento záver konkrétne dokumentuje, je súčasne zrejmé, že chemické zloženie vôd terasových sedimentov je až na zvýšenú mineralizáciu úplne totožné s chemickým zložením vôd viatych pieskov. Je to pochopiteľné, ak si uvedomíme, že terasové

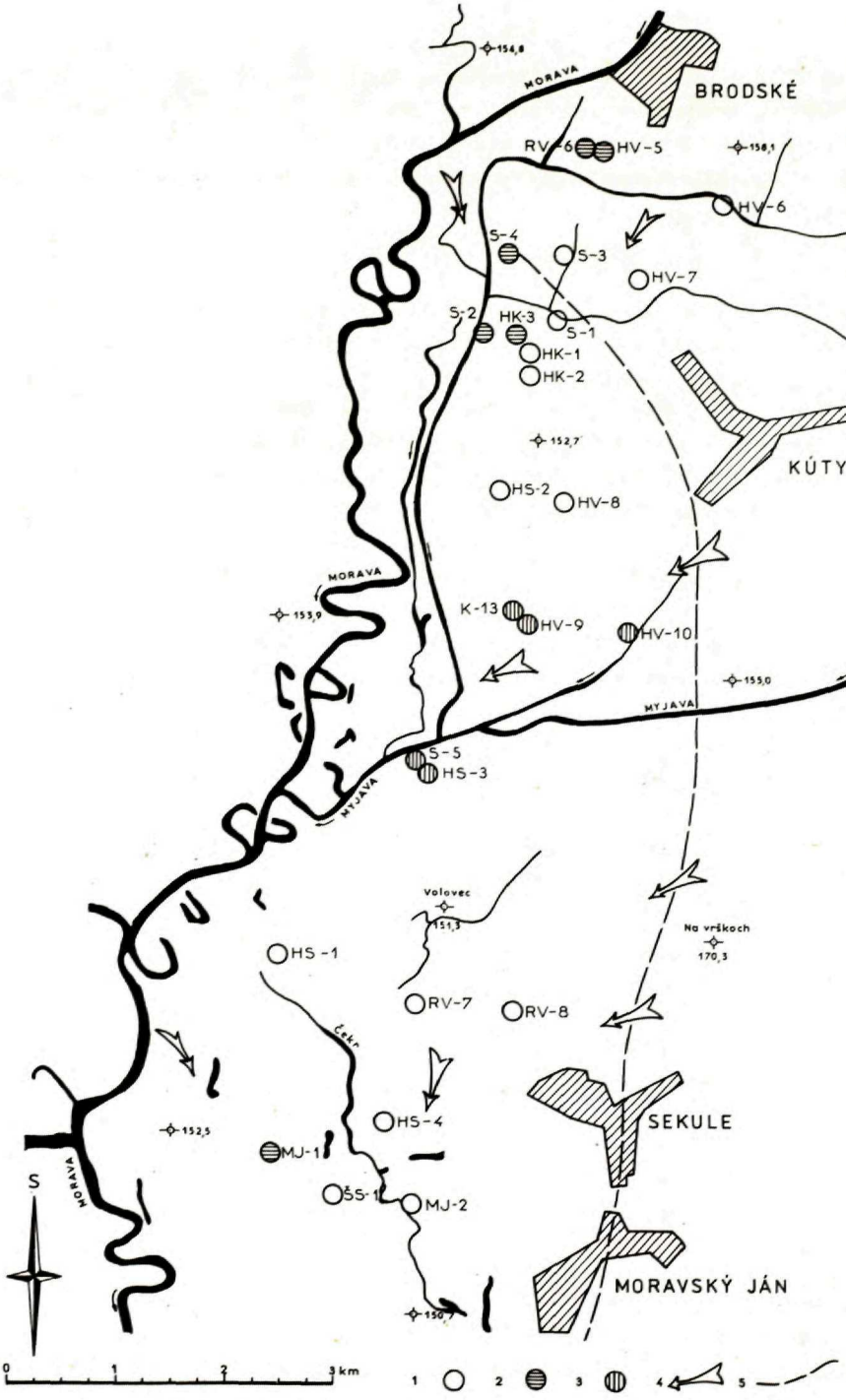
Porovnanie chemického zloženia podzemných vôd terasových sedimentov, údolnej nivy Moravy a viatych pieskov

Tabuľka 9

Zvodnený obzor	M mg/l	S_1	S_2	A_2	Mg/Ca
viate piesky (22)	89,1	20,45	39,05	40,5	0,31
terasové sedimenty (4)	173,7	17,1	29,95	49,5	0,38
údolna niva Moravy (28)	521,6	14,45	23,55	61,1	0,46

Poznámka: U viatych pieskov a terasových sedimentov je priemer vypočítaný iba z analýz prameňov, u údolnej nivy Moravy reprezentujú údaje tabuľky jej dolnú časť (úsek Bratislava-Záhorska Ves).

Obr. 2 Hydrogeochemické pomery kútskej nádrže podzemných vôd
1 — vody s mineralizáciou 0,1—0,35 g/l; 2 — vody s mineralizáciou 0,35—0,6 g/l; 3 — vody s mineralizáciou 0,6—0,85 g/l; 4 — smery prúdenia a prítoky vôd do nádrže; 5 — hranica nádrže.


154,8
MORAVA
BRODSKÉ
RV-6
HV-5
158,1
HV-6
S-4
S-3
HV-7
S-2
HK-3
S-1
HK-1
HK-2
152,7
KÚTY
HS-2
HV-8
MORAVA
153,9
K-13
HV-9
HV-10
155,0
MYJAVA
S-5
HS-3
MYJAVA
Volovec
151,3
Na vrškoch
170,3
HS-1
RV-7
RV-8
Lehr
HS-4
SEKULE
152,5
MJ-1
ŠS-1
MJ-2
MORAVA
S
MORAVSKÝ JÁN
150,7
0
1
2
3 km
1
2
3
4
5

sedimenty Moravy (hlavne mladopleistocénne) sú materským obzorom viatych pieskov centrálneho i lakšársko-šaštínskeho pásma Záhorskej nížiny. Vyššiu mineralizáciu vôd terasových sedimentov podmieňuje vyššie zastúpenie hydrogeochemicky aktívnych minerálov v ich valúnovej alebo piesčitej zložke. (Vo valúnovej zložke tvoria rôzne typy kryštalických bridlíc a granitoidných hornín až 20 %-ný podiel, v piesčitej zložke sú živce zastúpené v množstvách až 20 %; je tu i vyšší obsah amfibolov a malé množstvá sľúd, hlavne biotitu).

Pozdĺž s. ohraničenia Záhorskej nížiny sa tiahne úzky pruh údolnej nivy Myjavy. Vyplnená je prevažne štrkopieskami a piesčitými štrkmi, uloženými na ílových sedimentoch neogénu v podloží povodňových kalov a preplavených viatych pieskov. V dolnej časti údolnej nivy, zhruba v úseku medzi Senicou a Kútmi, kde sú situované hydrogeologické vrty, s hodnovernými hydrochemickými údajmi, valúnový materiál štrkopieskov sa skladá hlavne z jemnozrnných glaukonitických vápnitých pieskovcov, v menšom množstve sú prítomné kremence, kremeň a kryštalické bridlice. Vápence tvoria iba malú prímes. Smerom proti toku vo valúnovom materiáli vzrastá podiel mezozoických karbonátov, ktoré nad Hrušovom tvoria 50 % klastík a v okolí Jablonice už prevládajú (80—90 %). Vysoká mineralizácia a výrazný kalcium-bikarbonátový chemizmus (tab. 10) vôd údolnej nivy je v súlade s dobre rozpustným karbonatickým materiálom štrkopieskov i s chemizmom vôd hornej časti toku, kde rieka Myjava spolu so svojím prítokom Brezovským potokom preráža a drénuje plochú vyvýšeninu zlepencovo-pieskovcovej fácie karpatskej formácie (podľa J. Březinu 1956 sú zlepence a pieskovce prevažne z mezozoického materiálu a aj ich tmel je prevažne vápnitý).

Tabuľka 10

Chemické zloženie podzemných vôd údolnej nivy Myjavy

Vrt	M mg/l	S_1	S_2	A_1	A_2	Mg/Ca
K—16	0,76	14,3	7,8	—	77,8	0,66
K—17	0,63	18,5	8,2	—	72,2	0,41
K—11	0,78	14,9	—	2,4	81,7	0,44
K—12	0,69	5,7	19,1	—	74,7	0,34
J—1	1,12	15,55	29,15	—	51,2	0,19
V—11	0,79	8,7	—	2,6	88,3	0,32

Zvýšené hodnoty koeficientu Mg/Ca poukazujú na významný podiel horečnatých minerálov (dolomitické vápence prípadne bázické efuzíva) vo fluviálnych štrkoch hornej časti toku, prípadne v jablonických zlepencoch. Výrazná kalcium-sulfátová

zložka (v alúviu dolnej časti toku sa pohybuje obsah síranov v rozmedzí 50—130 mg/l, v alúviu hornej časti toku bola vrtom J—1 zistená koncentrácia až 225,3 mg/l). Táto zložka má čiastočne primárny (produkt oxidačnej degradácie pyritu prítomného v sedimentoch karpatskej formácie), hlavne však sekundárny pôvod (pozri kapitolu Zdroje sekundárneho znečisťovania podzemných vôd). Z vodohospodárskeho hľadiska nepriaznivou zložkou chemického zloženia týchto vôd je vysoký obsah železa (až 9 mg/l) a mangánu (až 1,0 mg/l).

Podzemné vody neogénnych sedimentov

Chemické zloženie podzemných vôd plytkých obehov (do hĺbky 150 m) je veľmi pestré. Popri prevažujúcich kalcium-resp. kalcium (magnézium) — bikarbonátových vodách vyskytujú sa aj vody rôzne výrazného kalcium-sulfátového, nátrium-sulfátového, nátrium-bikarbonátového a nátrium-chloridového typu. Táto pestrosť je odrazom značnej variability genetických podmienok ich tvorby.

Podložie kvartéru študovaného územia tvoria prevažne sedimenty neogénu (v malom rozsahu i paleogénu, prípadne mezozoika) vo vekovom rozpätí eggenburg až pont. Prevažná väčšina týchto sedimentov, ktoré miestami vychádzajú i priamo na povrch, je silne vápnitá. Pokiaľ významnejšie nepôsobia iné genetické faktory, v systéme neogénne sedimenty — zrážková voda, sa tvoria výrazne karbonátogénne vody. Tieto vody vzhľadom na určitú špecifičnosť podmienok svojho formovania (pomalé prúdenie v pórovom prostredí a tým dlhodobý tesný kontakt s horninovým prostredím, intenzívna mikrobiálna činnosť a ňou podmienená nepretržitá dotácia systému s CO_2) dosahujú v porovnaní s karbonátogénnymi vodami mezozoika vyššiu mineralizáciu (0,4—0,9 g/l, priemer 0,61 g/l) Distribúcia hodnôt koeficientu Mg/Ca (0,2—0,8 ojedinele i viac) naznačuje, že v horninovom prostredí, v ktorom sa tieto vody tvoria, je popri kalcite prítomný aj dolomit.

Určitú výnimku tvoria sedimenty pontu, hlavne dobre zvodnené polohy štrkov a štrkopieskov, ktoré sa hojne vyskytujú v jeho profile do hĺbky 100 m. Sú prevažne nevápnité. V takýchto sedimentoch je určujúcim mineralizačným procesom hydrolytický rozklad silikátov a tvoria sa relatívne nízkomineralizované (0,2—0,4 g/l) silikátogénne vody. Ako typický príklad možno uviesť vrt RV—2a, situovaný približne v strede sološnickej depresie, ktorým bola v hĺbkovom intervale 87,4—98,5 m zistená výrazne kalcium-bikarbonátová voda s mineralizáciou 0,28 g/l. V podstate totožné chemické zloženie mala aj voda získaná odčerpaním spojených zvodnených obzorov pontu (interval 31,9—88,7 m) na vrte K—2, situovanom asi 1,8 km j. od Lábu (tab. 11). Lokálne sa nízkomineralizované silikátogénne vody vyskytujú aj v panóne, napr. vrt RV—1 a RV—3, resp. v sarmate — napr. vrt pre JRD Unín, ktorý odkryl v hĺbkovom intervale 103—107 m vodu s A_2 78,4 mval % a s mineralizáciou 0,28 g/l.

Tabuľka 11

Chemické zloženie rôznych genetických typov podzemných vôd neogénnych sedimentov

č.	Lokalita-hĺbkový interval (m)	M mg/l	S_1	S_2	A_1	A_2	Mg/Ca	SO_4/M
1.	Štefanov, vrt RH—1							
	26,5—29,5 (Pa)	839,1	2,4	—	1,5	90,9	0,5	0,022
2.	Skalica, vrt RH—8							
	20,0—44,0 (S)	540,9	9,8	6,1	—	83,95	0,47	0,064
3.	Rybky, prameň (K)	704,0	8,3	1,15	—	90,55	0,5	0,031
4.	Radimov, vrt RH—1							
	18,0—23,5 (B)	537,2	5,2	5,15	—	89,55	0,43	0,016
5.	Láb, vrt K—2							
	31,9—88,7 (Po)	258,5	15,4	0,8	—	83,8	0,15	—
6.	Plav. Podhradie vrt							
	RV—2a 87,4—98,5 (Po)	278,0	10,8	3,2	—	86,0	0,25	0,067
7.	Moravský Ján, vrt							
	RV—3 66,6—74,7 (Pa)	202,0	6,85	15,7	—	77,15	0,47	0,100
8.	Unín, vrt JRD							
	103,0—107,0 (S)	282,0	21,35	—	—	78,35	0,7	0,080
9.	Smolinské, vrt HS—1							
	20,0—30,0 a							
	40,0—45,0 (Pa)	1068,3	0,3	36,35	—	62,85	0,7	0,176
10.	Holíč, vrt							
	34,0—37,5 (Pa)	1874,6	24,35	40,45	—	35,2	1,05	0,216
11.	Lopašov, prameň (K)	997,0	6,0	40,2	—	53,7	0,44	0,198
12.	Koválovce, prameň (P)	1103,0	11,3	48,5	—	40,2	0,57	0,289
13.	Šašt. Stráže, vrt (S)	2179,9	98,2	0,2	—	1,6	1,01	0,345
14.	Kuklov, vrt HK—1							
	68,4—69,0 a							
	72,4—73,2 (Pa)	774,3	7,15	—	52,0	40,5	1,62	0,020
15.	Radošovce, vrt HR—1							
	42,3—48,5 (E+P)	1045,1	15,0	—	57,25	27,6	0,72	0,034
16.	Lakš. N. Ves, studňa (K)	1393,3	27,4	—	71,0	1,6	0,65	0,004
17.	Letničie, vrt RH—3							
	120,0 (S)	1450,4	18,65	—	79,85	1,3	0,44	0,007
18.	Gbely, vrt 100 68,0—75,0 a							
	75,0—85,0 (S)	1798,5	10,8	—	85,6	3,6	1,66	0,001
19.	Čáry, vrt pri novej							
	škole (Pa?)	2069,8	21,75	—	70,5	7,1	0,58	—
20.	Šašt. Stráže, studňa							
	(S)	5398,4	91,6	—	6,6	1,8	3,51	0,003
21.	Smrdáky, vrt S—2							
	300,0—317,5 (K)	3311,1	81,1	—	3,3	15,45	0,43	0,000
22.	Malacky, vrt 22							
	1707,0—1715,0 (K)	16588,0	87,0	11,2	—	1,8	0,00	0,000
23.	Láb, vrt 92							
	2816,0—2832,0 (M)	120523,6	86,6	13,2	—	0,2	0,09	0,003

Tab. 11 — pokračovanie

č.	Lokalita-hĺbkový interval (m)	M mg/l	S_1	S_2	A_1	A_2	Mg/Ca	SO_4/M
24.	Lakš. N. Ves, vrt 2 1898,6—1961,0 (M)	6369,4	68,2	22,4	—	9,4	0,33	0,108
25.	Plav. Štvrtok, vrt HPŠ—1 18,45—25,2 (Pa)	1985,3	66,2	24,5	—	9,25	0,52	0,017

Poznámka: — Karbonátogénne vody (1—4); silikátogénne vody plytkého obehu (5—8); sulfáto-karbonátogénne vody (9—12); polygénne vody (13); hydrosilikátogénne, silikáto-hydrosilikátogénne vody resp. silikátogénne vody hlbšieho obehu (14—19); v rôznom stupni infiltračne, petrogénne, resp. biogénne metamorfované marinogénne vody (20—22, 24); vody zmiešanej genézy (25); tzv. infiltračné soľanky v zmysle klasifikácie Valjaška (23). Po — pont, Pa — panón, S — sarmat, B — báden, K — karpatská formácia, E — eggenburg, P — paleogén, M — mezozoikum.

Tam kde je v neogénnych sedimentoch popri karbonátoch významnejšie zastúpený aj sadrovec (produkt oxidačnej degradácie pyritu), tvoria sa relatívne vysokomineralizované vody (M až 2 g/l) s výrazne zastúpenou kalcium-sulfátovou zložkou, ktorá sa lokálne prejavuje aj typove. Je zaujímavé, že takéto sulfáto-karbonátogénne až sulfátogénne vody s obsahmi síranov až 600 mg/l sa prevažne viažu na sedimenty panónu (charakteristickým príkladom sú vody niektorých vrtov v Gbeloch, v Holíči, v Smolinskom a pod.) V sedimentoch ostatných stratigrafických stupňov neogénu sa vyskytujú iba sporadicky (viď napr. prameň v Lopašove, geneticky viazaný na šlírovú fáciu karpatskej formácie).

Z genetického hľadiska je pozoruhodný a v Západných Karpatoch veľmi zriedkavý výskyt nátrium-sulfátovej vody (tab. 11), vytekajúcej zo starého naftového vrtu pri Šaštínskych Strážach; geneticky je zrejme viazaná na hlbšie uložené kolektory sarmatu. Chemické zloženie tejto vody sa formuje rozpúšťaním sadrovca a následnou iónovýmennou metamorfózou vzniknutej kalcium-sulfátovej zložky za spolupôsobenia určitého zvýšku podielu synsedimentárnej marinogénnej mineralizácie ($S_{1/Cl}$ 30 mval %). Ide teda o typickú polygénnu vodu.

Bezprostredné podložie eolických sedimentov sv. časti Záhorskej nížiny tvorí karpatská formácia, vyvinutá prevažne v šlírovej fácii, miestami s hojnejším zastúpením pieskovcových vložiek (flyšoidný vývoj). V území v. od Bilkových Humeniec, kde formácia vychádza na povrch (lakšárska elevácia s. s. v zmysle tektonickej interpretácie M. Maheľa a T. Budaya 1962) v zárezoch povrchových tokov vyviera zo súvrstvia viacero drobných prameňov (S. Gazda 1966). Mineralizácia týchto vôd (0,3—0,5 g/l) a prevažujúci nevýrazný kalcium-bikarbonátový chemizmus (A_2 40—70 mval %) zodpovedajú petrografickému charakteru šlírovej fácie a plytkopodpovrchovým podmienkam obehu (vysoký kyslíkový potenciál prestupujúcich zrážkových vôd).

Šlírovú fáciu tvoria prevažne vápnité íly, obsahujúce miestami až 60 % detritickej zložky pestrej mineralogickej skladby (s prevahou karbonátov), pieskovcové polohy tvoria prevažne zrná mezozoických hornín, hlavne vápence, kremence a melafýry (J. Březina 1956). V pelitickej zložke je hojný pyrit, oxidačnej degradácii ktorého možno pripísať zvýšený obsah kalcium-sulfátovej zložky.

Vo vrchnej časti profilu karpatskej formácie i ostatných stratigrafických členov neogénu často stretávame podzemné vody s rôzne výrazným posunom celkového chemického zloženia smerom k nátrium-bikarbonátovému typu. Typickým príkladom z karpatu lakšárskej elevácie je interval 21,6—27,1 m vo vrte H—1, situovanom v areáli JRD Lakšárska Nová Ves. Týmto vrtom, ako aj v celom rade plytkých, zarážaných domových studní v tejto obci boli zistené pomerne silne mineralizované (M až 1,5 g/l) vody s výraznou až prevažujúcou nátrium-bikarbonátovou zložkou, miestami i so zvýšeným obsahom chloridov (až 170 mg/l). Ako príklady z iných stratigrafických stupňov neogénu uvádzame naftový vrt pri železničnej trati v Šaštíne, (sarmat), vrt pri novej škole v Čároch(sarmat), vrt RH—3 v Letničí (sarmat), vrt na okraji obce Borský Mikuláš (sarmat), vrt 100 v Gbeloch (sarmat), vrt HDM—1 v Popudinských Močidlanoch (spodný báden), vrt HR—1 v Radošovciach (eggenburg + paleogén) atď. Z genetického hľadiska ide prevažne o hydrosilikátogénne vody, u ktorých určujúcim činiteľom tvorby chemického zloženia sú iónovýmenné procesy (pozri kapitolu Mineralogicko-petrografický charakter horninového prostredia).

Vznik nátrium- bikarbonátových vôd v prevažne sladkovodnom pliocéne, (napr. vrt HK—1 v Kuklove, ktorým boli v panóne v hĺbkovom intervale 68,4—69,0 a 72,4—73,2 m zistené vody s A_1 52,0 mval % a M 0,77 g/l) je výsledkom odlišných genetických činiteľov, najmä zmien pomeru iónov Ca^{+2} a Na^{+}, uvoľňovaných do roztoku pri hydrolytickom rozklade silikátov v daných termodynamických a oxidoredukčných podmienkach (pozri kapitolu Teplotné, tlakové a oxidoredukčné podmienky obehu).

Nevýrazne nátrium-chloridová voda s mineralizáciou asi 2,0 g/l odkrytá vrtom HPŠ—1 v Plaveckom Štvrtku v panóne (hĺbka 18,45—25,2 m) môže byť vo vzťahu k svojmu prostrediu autochtónna (kaspibrakický vývoj panónu v tektonickej kryhe, v ktorej je vrt situovaný) i alochtónna (tektonický rozptyl vôd podložného sarmatu a ich miešanie s vlastnými vodami panónu).

Hlbinné, výrazné nátrium-chloridové a vysokomineralizované vody neogénu, odkryté v študovanom území početnými naftovými vrtmi, geneticky reprezentujú prevažne synsedimentárne-reliktné morské vody, v rôznom stupni infiltračne, petrogénne alebo biogénne metamorfované. Osobitnú genetickú skupinu tvoria infiltračné soľanky s mineralizáciou 90—130 g/l a s ložiskovými teplotami až 125 °C. Boli zistené v poklesnutých kryhách mezozoického podložia neogénu v oblasti Malaciek (vrt Malacky 22 — 2600—3000 m) a Lábu (vrt Láb 92 — 2800—2900 m). Predpokladá sa (M. Michalíček 1971), že geneticky súvisia so soľonosnou

formáciou vrchnej kriedy a tvoria sa rozpúšťaním halitu morskými vodami, infiltrujúcimi z terciérneho nadložia. Existencia soľonosnej formácie sa dokázala asi 60 m hrubým súvrstvím anhydritu, zisteným vrtmi Studienka 5 a 37 vo vrchnej kriede brezovskej depresie (M. Dlabač et al. 1968). Elevácie mezozoického podložia (vrt Lakšárska N. Ves 2, Studienka 37 a Šaštín 9) sú naproti tomu intenzívne infiltračne premyté a ako také obsahujú relatívne nízko mineralizované (M-6—13 g/l) a nevýrazne nátrium-chloridové vody s vysokým obsahom síranov (nad 1 g/l) a sírovodíka (až 400 mg/l). Podrobné údaje o geochémii hlbinných vôd neogénu viedenskej panvy sú obsiahnuté najmä v prácach R. Květa (1971) a M. Michalíčka (1971).

Podzemné vody Malých Karpát

Podzemné vody kryštalinika Malých Karpát sú z genetického hľadiska analogicke s podzemnými vodami viatych pieskov Záhorskej nížiny. Ide zväčša o nízkomineralizované (M prevažne 0,05—0,15 g/l, ojedinele do 0,25 g/l), sulfido-silikátogénne vody prechodného kalcium sulfátobikarbonátového typu (K. Vrána 1975, D. Cambelová 1975), formujúce sa približne rovnakou intenzitou hydrolytickým rozkladom silikátov a oxidačnou degradáciou pyritu. Výskyt typických silikátogénnych vôd je obmedzený a zväčša sa viaže na granitoidy, prípadne metamorfity s výrazne zníženým fónom rozptýlenej sulfidickej síry. Naproti romu sú pomerne časté typické sulfidogénne vody, geneticky viazané prevažne na produktívnu rudonosnú zónu amfibolitov pezinsko-perneckého kryštalinika. Dosahujú mineralizáciu až 1,0 g/l, majú výrazný kalcium-(magnézium) sulfátový charakter a obsahujú pestrú asociáciu chalkofilných prvkov. Typickým príkladom je výtok zo starého banského diela v doline Kostolného potoka, ktorý vyúsťuje do prítoku perneckého jazera a podmieňuje jeho anomálny chemizmus (pozri kapitolu Podzemné vody kvartérnych sedimentov).

Podzemné vody mezozoika Malých Karpát majú výrazný kalcium-resp. kalcium-(magnézium)-bikarbonátový charakter. V relatívne úzkom rozmedzí (0,3—0,6 g/l) sa pohybuje aj mineralizácia mezozoických vôd a s výnimkou koeficientu Mg/Ca aj ostatné hydrochemické parametre. Z genetického hľadiska sú mezozoické vody typickými karbonátogénnymi vodami, ktorých stupeň nasýtenia voči kalcitu a dolomitu úmerne rastie s mineralizáciou. Najvyššie mineralizované mezozoické vody sú voči týmto minerálom zväčša nasýtené, až mierne presýtené (J. Hirnerová 1975).

Zaujímavé genetické závery poskytuje porovnanie priemerného chemického zloženia podzemných vôd malokarpatskej, krížňanskej a chočskej jednotky (tab. 12). V priemere najnižšiu mineralizáciu podzemných vôd malokarpatskej jednotky spôsobuje výrazné zastúpenie slienitých vápencov, pre ktoré sú charakteristické plytké puklinové obehy podzemných vôd s mineralizáciou 0,25—0,35 g/l. U triaso-

vých vápencov, ktoré sú pomerne dobre skrasovatené a umožňujú hlbšiu cirkuláciu zrážkových prípadne prestupujúcich kryštalinických vôd, pohybuje sa mineralizácia vody v rozmedzí 0,45—0,55 g/l. Výraznejšie zastúpenie kalcium-sulfátovej zložky je dôsledkom väčšieho uplatnenia oxidačnej degradácie pyritu (jeho zvýšený fón v niektorých horninách malokarpatskej jednotky je dôsledkom ich sedimentácie v slabo vetranom morskom prostredí). V priemere vyššia mineralizácia podzemných vôd krížňanskej a chočskej jednotky je dôsledkom ich hlbšej cirkulácie. Malý rozdiel v priemernej mineralizácii podzemných vôd týchto jednotiek je spôsobený zrejme väčším množstvom dolomitov v chočskej jednotke (pozri vyššiu priemernú hodnotu koeficientu Mg/Ca).

Tabuľka 12

Priemerné chemické zloženie podzemných vôd Malých Karpát

Jednotka	M mg/l	S_2	A_2	Mg/Ca	SO_4/M
malokarpatská (17)	433,5	19,9	75,4	0,23	0,1
krížňanská (28)	495,8	13,2	85,0	0,31	0,06
chočská (24)	513,3	13,5	82,3	0,44	0,06

Poznámka: upravené podľa J. Hirnerovej (1975)

Zlepencovo-pieskovcová fácia eggenburgu vystupujúca na povrch pri sv. okraji Malých Karpát (oblasť Prievaly—Cerová—Trstín) a centrálno karpatský paleogén, zachovaný v úzkom tektonicky porušenom synklinálnom pruhu medzi Bukovou a Sološnicou, vytvárajú s vápencovo-dolomitickými komplexami mezozoika jednotný hydrogeologický (E. Kullman 1965, E. Krippel — E. Kullman — A. Sabol 1967) a vzhľadom na ich dominujúci karbonatický vývoj (J. Březina 1956, A. Matejka in T. Buday et al 1952) aj hydrogeochemický celok.

Hydrogeochemické pomery zohorsko-plaveckej depresie

Hydrogeologický najvýznamnejšou a hydrogeochemicky najzaujímavejšou časťou Záhorskej nížiny je zohorsko-plavecká depresia, lemujúca v širokom pruhu takmer celý sz. okraj Malých Karpát. Voči pohoriu ju ohraničuje približne rovnobežný okrajový litavský zlom, voči nížine systém lábsko-plaveckých zlomov a za ním vystupujúci lábsko-lakšársky elevačný pruh. Priečny lakšársky zlom sz.—jv. smeru, prebiehajúci približne údolím potoka Trstienka, rozdeľuje depresiu na dve časti: zohorskú na JZ. a plaveckú na SV. Zohorskú časť vypĺňajú hrubé, dobre zvodnené

kvartérne sedimenty a priečne elevácie neogénneho podložia ju rozdeľujú na tri čiastkové depresie — nádrže podzemných vôd: na zohorsko-marcheggskú, perneckú a sološnickú depresiu. Komplexné zhodnotenie existujúcich hydrogeologických a hydrochemických poznatkov (M. Říha 1963, F. Dinda 1962 a 1964, E. Kullman 1966, S. Gazda 1966, S. Gazda — E. Kullman 1967, J. Otepka 1967, Z. Holéczyová et al. 1968, A. Šubová et al. 1973, R. Polák et al. 1975 atď.) ukazuje, že tvorba dynamických zásob a chemického zloženia podzemných vôd týchto nádrží je zložitý proces, na ktorom sa podieľajú nielen všetky genetické typy podzemných vôd kvartérnych sedimentov, ale aj podzemné vody ich neogénneho podložia a priľahlej časti Malých Karpát.

V plaveckej časti, ktorá bola koncom neogénu už stabilizovaná, sú v nadloží sedimentov sarmatu a panónu vyvinuté iba málo mocné náplavové kužele, prípadne fluviálne sedimenty malokarpatských tokov.

Hydrochemická bilancia Rudavy a Myjavky v úseku Prievaly — Plavecký Mikuláš

V rámci hydrometrických prác na rieke Rudave a Myjavke, pri zisťovaní celkových odtokov zo sv. časti centrálneho pásma viatych pieskov, prípadne skrytých prítokov z Malých Karpát (Z. Holéczyová et al. 1968), sa v jednotlivých merných prepadoch a prahoch (obr. 2) odoberali aj vzorky vody na chemické analýzy. Výsledky týchto analýz, spolu so známym chemizmom podzemných vôd viatych pieskov, prípadne karbonatických komplexov chočskej jednotky, umožňujú urobiť hydrochemickú bilanciu prietokov uvedených tokov.

Výsledky hydrochemickej bilancie, vzťahujúce sa na okamžité prietoky Rudavy zo dňa 14. 6. 1968 a 30.10. 1968 v mernom prepade III a hydrometrickom profile XXa, sú zhrnuté v tab. 13. Z prietokov zo 14. 6. 1968 bola vypočítaná aj hydrochemická bilancia jednotlivých čiastkových úsekov sledovanej časti toku (tab. 14). Z údajov sústredených v tab. 13 a 14 vyplýva niekoľko zaujímavých záverov.

Na formovaní celkového prírastku prietoku Rudavy zo dňa 14. 6. 1968 (tab. 13) sa zúčastňujú vody mezozoika podielom 242,5 l/s. (z toho zjavný prítok je 46,6 l/s, skrytý prítok je 195,9 l/s) a vody viatych pieskov podielom 96,2 l/s. Hydrochemická bilancia jednotlivých čiastkových úsekov (tab. 14) pritom ukazuje, že tieto prítoky sú pozdĺž sledovaného toku Rudavy rozdelené nerovnomerne. Prakticky celý prítok z viatych pieskov sa realizuje v úseku prepad III-hájovňa Olšaky (čiastkové úseky I a II) s intenzitou v rozmedzí 12—26 l/s/km. Prítok mezozoických vôd má v celom sledovanom toku Rudavy (celková dĺžka cca 7,4 km) rôznu intenzitu. Maximálny prítok (cca 58 l/s/km) bol zaznamenaný v čiastkovom úseku II, čo je spolu s vysokými hodnotami prítoku i v čiastkovom úseku III (asi 23 l/s/km) v dobrej zhode s hydrogeologickými údajmi z priľahlej časti Malých Karpát (E. Kullman

1965, E. Krippel — E. Kullman — A. Sabol 1967). Je príznačné, že v spodnej časti sledovaného toku Rudavy (nové koryto-čiastkový úsek III) celý prírastok prietoku tvoria mezozoické vody. Naproti tomu staré koryto Rudavy, situované ďalej od Malých Karpát a merané prapadom XX (14. 6. 1968 bol nameraný prietok 69,0 l/s) drénuje výlučne vody viatych pieskov. Celkový prítok zo sv. časti centrálneho pásma viatych pieskov reprezentuje 165,2 l/s a bilančný pomer mezozoikum — viate piesky je 1,47.

Je zrejmé, že prietoky zo dňa 14. 6. 1968 predstavujú stav tesne po období výdatnejších zrážok (mesačné zrážkové úhrny v júni 1968 boli v celom študovanom území výrazne zvýšené), kedy sa v dôsledku slabej vyrovnávacej schopnosti hornín, budujúcich vrchné časti povodí malokarpatských tokov, významne uplatňujú mezozoické vody, prestupujúce do Rudavy prevažne ako skryté prítoky.

Na celkovom prírastku prietoku Rudavy zo dňa 30. 10. 1968 (tab. 13) sa podieľajú vody mezozoika 123,5 l/s (z toho zjavný prítok je 55,7 l/s a skrytý prítok 67,8 l/s) a vody viatych pieskov podielom 157,2 l/s. Pri porovnaní so stavom zo dňa 14. 6. 1968 pozorujeme podstatný pokles podielu mezozoických vôd a miernu prevahu podielu vôd viatych pieskov. Okrem uvedených absolútnych hodnôt prítokov názorne to dokumentuje aj hodnota bilančného pomeru mezozoikum — viate piesky = 0,79*, ako aj v priemere podstatne nižšie hodnoty mineralizácie vôd Rudavy vo všetkých analyzovaných profiloch (napr. prepad III — 140,35 mg/l, profil XXa —

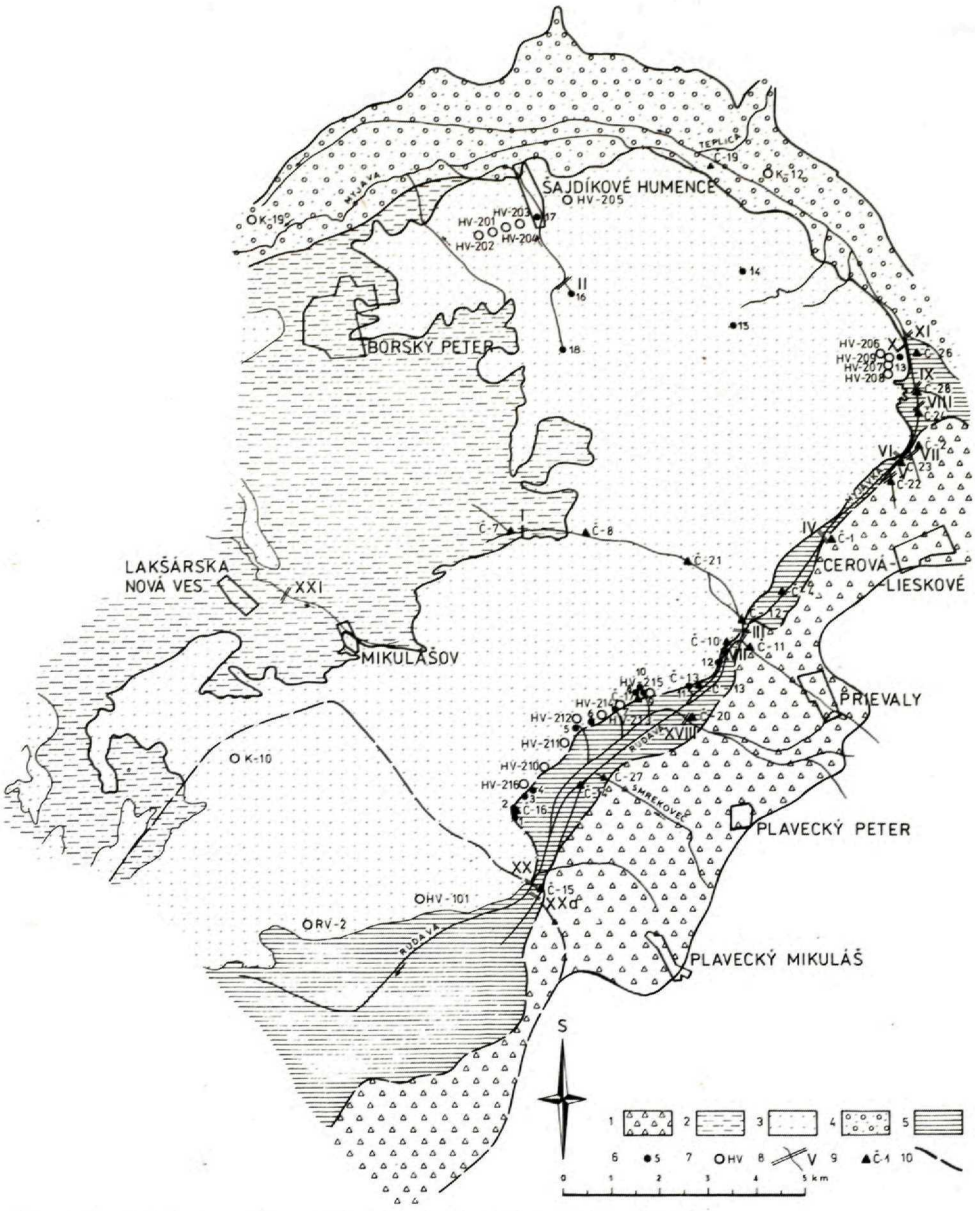
Tabuľka 13

Hydrochemická bilancia Rudavy v úseku Prievaly (prepad III) — Plavecký Mikuláš (profil XXa)

obdobie	celkový prítok do Rudavy (l/s)	prítok z mezozoika (l/s) zjavný	skrytý	celkový	prítok viatych pieskov l/s	mineralizácia vôd Rudavy v profile XXa (mg/l) výpočet	skutočnosť
14.6. 1968	338,7	46,6	195,5	242,5	96,2	433,75	433,75
30. 10. 1968	280,7	55,7	67,8	123,5	157,2	302,3	302,4

Poznámka: Pri bilancii bola použitá priemerná mineralizácia podzemných vôd viatych pieskov sv. časti centrálneho pásma (117,4 mg/l) a priemerná mineralizácia malokarpatských tokov v úseku Plavecký Mikuláš — Prievaly (592,8 mg/l).

* V prípade zahrnutia prietoku prepadom XX 62,5 l/s bilančný pomer mezozoikum — viate piesky má celkovú hodnotu 0,56 a celkový prítok z viatych pieskov je 219,7 l/s. Jednoznačná odpoveď na to, či aj v tomto období odvodňuje staré koryto Rudavy iba viate piesky, nie je možná, chýba bilančné hodnotenie čiastkového úseku III.



Obr. 3 Genetické typy podzemných vôd sv. časti Záhorskej nížiny a ich vzájomné vzťahy.
1 — Karbonátogénne vody mezozoika Malých Karpát a proluviálnych sedimentov ich podhorského stupňa (M 0,4—0,7 g/l; typ $A_2\ S_2\ S_1$); 2 — prevažne karbonátogénne vody neogénnych sedimentov lakšárskej elevácie (M 0,2—0,6 g/l; typ $A_2\ S_1\ S_2$ resp. $A_2\ S_1\ A_1$); 3 — silikátogénne vody sv. časti centrálneho pásma viatych pieskov (M 0,05—0,15 g/l; prevažne prechodný medzityp A_2—$S_2(SO_4)$; 4 — fluviogénne vody údolnej nivy Myjavy (M 0,5-0,8—g/l; typ $A_2\ S_2\ S_1$) 5 — údolna niva horného toku Rudavy a Myjavky — zóna miešania vôd genetických typov 1 a 3; 6 — pramene; 7 — hydrogeologické vrty; 8 — merné profily; 9 — miesta odberu vzoriek vody mimomerných profilov; 10 — hranica sološnickej nádrže podzemných vôd.

302,4 mg/l atď. — porovnaj s tab. 14). Tieto fakty poukazujú na veľkú premenlivosť bilančného pomeru zdrojových vôd v čase, a tým v konečnom dôsledku aj na zložité hydrogeochemické pomery údolnej nivy Rudavy hlavne v úseku, kde tečie rovnobežne s Malými Karpatmi. Na priloženej hydrogeochemickej mape (obr. 3) preto nezaraďujeme podzemné vody údolnej nivy Rudavy k fluviogénnemu typu, ale ich vyčleňujeme ako vody zmiešanej genézy (miešanie sulfido-silikátogénnych a karbonátogénnych vôd) so špecifickými zákonitosťami tvorby výsledného chemického zloženia.

Tabuľka 14

Hydrochemická bilancia čiastkových úsekov toku Rudavy medzi Prievalmi a Plaveckým Mikulášom (stav zo 14. 6. 1968)

čiastkový úsek a jeho dĺžka (v km)	merný profil	prietok (l/s)	prírastok (l/s)	prítok z mezozoika (l/s)		prítok z viatych pieskov (l/s)	mineralizácia vôd Rudavy (mg/l)	
				zjavný	skrytý		výpočet	skutočnosť
I (1,75)	prepad III	47,7	—	—	—	—	—	263,35
	profil nad prítokom prepad XVIII	85,4	37,7	12,6	3,6	21,5	289,1	288,9
II (2,8)	profil pod vtokom potoka Smrekovec	322,7	237,3	34,0	129,3	74,0	403,3	403,3
III (2,8)	profil XXa	386,4	63,7	0,0	63,7	0,0	434,5	433,75

Poznámka: Príklad výpočtu pre čiastkový úsek I:

Prietok solí vstupným profilom = 263,35 (M) × 47,7 (Q)	=12 561,8
Prítok z mezozoika = 592,8 (priem. M) × 16,2 (prítok)	= 9603,36
Prítok z viatych pieskov = 117,4 (priem. M) × 21,5 (prítok)	= 2524,1
spolu	=24 689,26

Celkový obsah solí v bilancovanom úseku (24 689,26):prietok koncovým profilom úseku (85,4) = = mineralizácia vôd Rudavy v koncovom profile úseku (289,1) — zrovnaj so skutočnou, analyticky stanovenou hodnotou

Podrobnejšia úvaha o priestorovom rozdelení uvedených prítokov v tomto období zatiaľ nie je možná. K dispozícii sú iba údaje z úseku I (celkový prítok z mezozoika 16,4 l/s, z toho skrytý prítok 5,0 l/s, prítok z viatych pieskov 28,8 l/s — porovnaj s údajmi v tab. 14), poukazujúce na celkove zhodné bilančné pomery v porovnaní so

stavom zo 14. 6. 1968. Charakteristická je takmer konštantná intenzita prítoku mezozoických vôd (9,25—9,35 l/s/km).

Prietoky Rudavy z 30. 10. 1968 reprezentujú stav blízky k priemerným vodným stavom v období dlhšieho sucha, keď podstatne klesá podiel zrážkových vôd rýchlo prestupujúcich mezozoikom, zatiaľ čo sa podiel vôd viatych pieskov, pre ich dobrú vyrovnávaciu schopnosť, udržuje na takmer konštantnej úrovni.

Analytické podklady, ktoré sú k dispozícii, neumožňujú urobiť hydrochemickú bilanciu prietoku Myjavky v takom rozsahu ako v Rudave. Sú možné iba úsekovo i časove nesúvzťažné orientačné výpočty – v úseku medzi prepadmi IV a VI (10. 7. 1968) a v úseku medzi prepadmi VI a X (19. 11. 1968). Výsledky týchto výpočtov, naviac zrejme ovplyvnených (prepady IV a VI) periodickým čerpaním jz. smerom situovaného rašeliniska (Z. Holéczyová et al. 1968), sú zhrnuté v tab. 15.

Hydrochemická bilancia Myjavky medzi prepadmi IV a X — Tabuľka 15

Bilančný úsek obdobie	Celkový prítok (l/s)	Prítok z mezozoika (l/s)		Prítok z viatych pieskov l/s	Mineralizácia vôd Myjavky (mg/l)	
		zjavný	skrytý			
prepad IV—VI 10. 7. 1968	9,3	0,0	1,35	7,95	218,15	218,2
prepad VI—X 19. 11. 1968	129,4	19,3	30,2	79,9	289,5	289,5

Bilancia úseku medzi prepadmi IV a VI (stav z 10. 7. 1968) ukazuje, že na celkove nepatrnom prírastku prietoku (9,3 l/s) sa podieľajú hlavne vody eolických pieskov. Nepatrný skrytý prítok mezozoických vôd ovplyvňujú dva činitele: 1. Nepriaznivý vývoj proluviálnych sedimentov, tvoriacich prevažne tenký, silne zahlinený pokryv podložných priepustných zlepencov karpatskej formácie (vytvárajú s mezozoikom Malých Karpát jeden hydrogeologický celok a môžu preto formou podzemného odtoku odvádzať vody, prestupujúce z mezozoika do nížiny). 2. V priľahlom úseku Malých Karpát dominuje ssz. sklon hydrogeologicky aktívnych triasových karbonátov chočskej jednotky, usmerňujúci hlavný prítok mezozoických vôd do úseku prepad VI—X (tab. 15). Orientačná bilancia úseku IV—VI pre stav zo dňa 19. 11. 1968 vykázala hodnoty (prítok z mezozoika 8,0 l/s, z toho zjavný prítok 6,6 l/s; prítok z viatych pieskov 11,6 l/s), dokumentujúce absolútny i relatívny mierny vzrast podielu malokarpatských vôd v porovnaní so stavom z 10. 7. 1978. Je tu však možnosť skresleného výsledku, pretože do výpočtu nie sú zahrnuté časové súvzťažné hodnoty prietoku a mineralizácie.

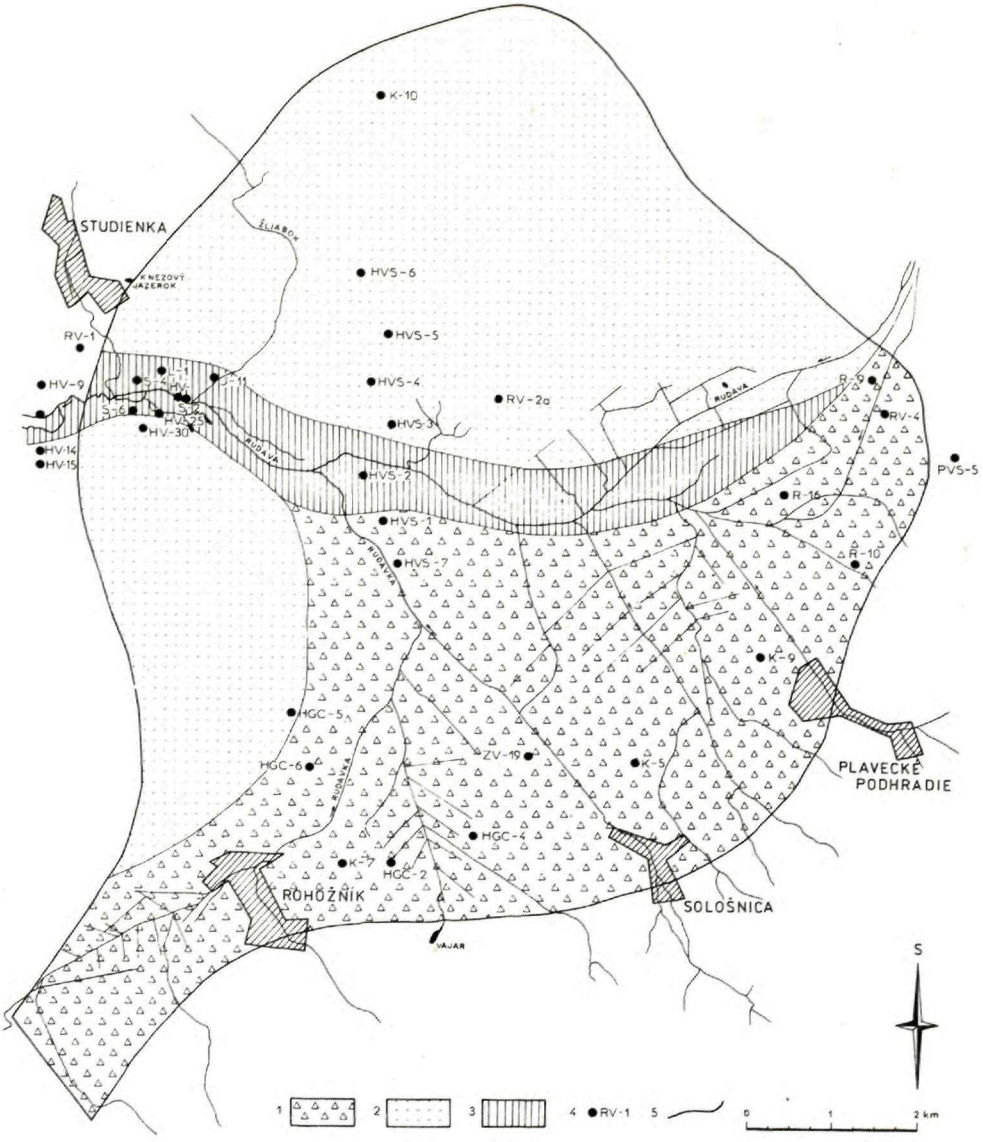
Z hydrogeochemickej mapy (obr. 4), skonštruovanej na základe hydrochemických údajov (tab. 16), je zrejmá výrazná priestorová diferenciácia chemického zloženia podzemných vôd sološnickej nádrže.

Časť nádrže, priliehajúcu k Malým Karpatom, charakterizujú vyššie mineralizované (M-0,4—0,6 g/l) vody výrazného (A_2>70 mval %) kalcium-bikarbonátového typu. Geneticky sú to karbonátogénne vody, ktoré sa formujú v mezozoiku Malých Karpát a prestupujú (spolu s určitým podielom priamo infiltrujúcej zrážkovej vody) prostredníctvom proluviálnych sedimentov do nádrže. Názorne to dokumentuje porovnanie priemerného chemizmu podzemných vôd vápencovo-dolomitického komplexu chočskej jednotky, ktorá z väčšej časti lemuje okraj Malých Karpát, priliehajúci k nádrži (tab. 12) s priemerným chemickým zložením povrchových vôd malokarpatských tokov, vtekajúcich do nádrže a podzemných vôd proluviálnych sedimentov nádrže (tab. 7). Malokarpatské toky majú v porovnaní s mezozoikom chočskej jednotky v priemere nižšiu mineralizáciu a výraznejšiu kalcium-sulfátovú zložku vôd. Odráža sa tu významný vplyv povrchového splachu, resp. plytkých obehov v melafýrovej sérii, ktorej značné rozlohy niektoré z týchto tokov odvodňujú.

Veľmi zaujímavý poznatok o mechanizme prestupu malokarpatských vôd náplavovými kužeľmi nádrže poskytli merania mernej elektrickej vodivosti vo vertikálnom profile vrtov HVS—7 a HVS—1 (M. Fukna in A. Šubová et al. 1973). Zistený spojitý vzrast mineralizácie s hĺbkou (vo vrte HVS—7 vzrástla mineralizácia od hladiny vody po dno vrtu asi o 100 mg/l) dokumentuje, že pri prestupe malokarpatských vôd náplavovými kužeľmi smerom do nádrže dochádza k ich postupnému a stále hlbšie zasahujúcemu zrieďovaniu infiltrujúcimi zrážkovými vodami. Porovnanie celkovej mineralizácie vôd z vrtov HVS—7 a HVS—1 počas ich odčerpávania nás privádza k rovnakému záveru.

Severnú a čiastočne aj západnú časť sološnickej nádrže charakterizujú nízkomineralizované vody (M okolo 0,1 g/l) nevýrazného (A_2<70 mval %) kalcium-bikarbonátového chemizmu. Geneticky ide prevažne o silikátogénne vody, formujúce sa vo viatych pieskoch v relatívne plytkopodpovrchovom obehu zrážkových vôd. V porovnaní s podzemnými vodami ostatných častí centrálneho a lakšársko-šaštínskeho pásma viatych pieskov je výraznejší silikátogénny charakter týchto vôd. Spôsobuje to nižší obsah pyritu v ťažkej frakcii viatych pieskov tohto územia. V tomto smere sú podzemné vody viatych pieskov sološnickej nádrže korelovateľné iba s vodami, zistenými vrtmi HV—210 až HV—216, situovanými 1,5 až 2,0 km jv. od okraja nádrže (tab. 5).

Oba uvedené genetické typy podzemných vôd prúdia smerom k Rudave, kde sa v relatívne úzkej zóne miešajú za vzniku stredne mineralizovaných (M—0,25—0,35 g/l) vôd rôzne výrazného kalcium-bikarbonátového chemizmu



Obr. 4 Hydrogeochemické pomery sološnickej nádrže podzemných vôd.
1 — vyššie mineralizované vody (M 0,4—0,6 g/l) výrazného kalcium-bikarbonátového typu (A_2>70 mval %), geneticky viazané na mezozoikum Malých Karpát a prestupujúce do nádrže prostredníctvom proluviálnych sedimentov; 2 — nízkomineralizované vody (M asi 0,1 g/l) nevýrazného kalcium-bikarbonátového typu (A_2<70 mval %), geneticky viazané na viate piesky; 3 — zóna miešania vôd genetických typov 1 a 2; 4 — hydrogeologické vrty; 5 — hranice nádrže.

Tabuľka 16

Základné hydrochemické parametre podzemných vôd sološnickej nádrže

	Lokalita	M mg/l	S_1	S_2	A_1	A_2	A_3	Mg/Ca	SO_4/M
Viate piesky	HV—14	87,2	32,85	4,1	—	55,8	7,25	0,78	0,136
	HV—25	78,7	21,0	—	10,9	67,9	0,2	0,24	0,079
	K—10	102,0	30,2	28,6	—	40,3	0,8	0,28	—
	HV—101	70,9	29,9	16,1	—	53,75	0,25	0,3	0,107
	HV—216	104,1	21,7	21,7	—	56,5	0,1	0,42	0,080
	HVS—6	77,0	27,75	—	2,75	69,45	0,05	0,41	0,061
	HVS—5	82,0	25,8	0,9	—	63,0	0,3	0,32	0,092
	HVS—4	70,0	32,2	23,7	—	42,55	0,55	0,44	0,180
	HVS—3	84,2	30,65	6,3	—	62,35	0,7	0,4	0,100
Zóna miešania	HVS—2	235,0	7,4	—	8,3	83,75	0,55	0,32	0,018
	S—10	237,0	15,85	—	0,85	82,5	0,8	0,42	0,056
	HV—7	350,4	8,05	15,2	—	76,45	0,3	0,48	0,048
	S—11	267,6	10,65	16,5	—	71,45	1,4	0,31	0,100
Proluviálne sedimenty	K—7	512,1	2,8	16,3	—	80,9	st	0,24	—
	ZV—19	438,1	5,6	22,9	—	71,5	—	0,46	—
	K—5	578,3	4,6	24,2	—	71,2	—	0,33	—
	K—9	494,2	4,0	23,1	—	72,9	st	0,3	—
	RV—4	523,2	3,4	5,4	—	91,1	0,1	0,35	—
	HVS—1	414,5	9,0	—	3,5	87,1	0,4	0,36	0,016
	HVS—7	483,9	6,85	3,8	—	89,05	0,3	0,43	0,026
Rudava	cca 0,5 km pod prameňom	564,0	10,65	30,65	—	58,7	st.	0,41	0,150
	ohyb toku sz. od Prievalov	140,35	18,8	14,3	—	66,6	0,3	0,33	0,130
	vstup do nádrže — staré koryto	132,25	10,8	26,1	—	61,8	1,3	0,32	0,160
	vstup do nádrže — kanál	376,6	5,35	28,95	—	64,95	0,75	0,48	0,120
	výstup z nádrže	345,3	5,1	22,85	—	71,15	0,9	0,42	0,100

Poznámka: Údaje v tab. sú excerpované z prác M. Říhu (1963), F. Díndu (1964), S. Gazdu (1966), Z. Holéczyovej et al.(1968), N. Bacmaňákovej (1968) a A. Šubovej et al. (1973). Údaje pre Rudavu sú z 2. 5. 1969.

(tab. 16, obr. 4). Na základe známej mineralizácie vôd Rudavy v úrovni jej výstupu z nádrže možno vypočítať, v akom pomere sa oba uvedené typy vôd v tejto zóne miešajú. Výsledky takéhoto výpočtu, vzťahujúce sa na hydrochemické pomery nádrže

z novembra 1964, prípadne z apríla 1968, sú zahrnuté v tab. 17. Ak poznáme celkové dynamické zásoby podzemných vôd nádrže, môžeme zistené podiely nízko a vyššie mineralizovaných vôd ďalej rozčleniť, kvantitatívne vyjadriť a vypočítať skrytý prítok malokarpatských vôd do nádrže. Výsledky tejto bilancie pre stav v novembri 1964 a v apríli 1968 sú zahrnuté v tab. 18. Bilancia vychádza z nasledujúcich predpokladov:

Pomer miešania nízko a vyššie mineralizovaných vôd v sološnickej nádrži — Tabuľka 17

Obdobie	Mineralizácia vôd Rudavy (mg/l)		Pomer miešania nízko a vyššie mineralizovaných vôd
	zistená	vypočítaná	
november 1964	345,3	345,5	1,1:1,9
apríl 1968	362,3	362,8	0,97:2,03

Poznámka: V podstate rovnaký pomer miešania ako v novembri 1964 bol zistený aj v máji 1964.

— celkové dynamické zásoby podzemných vôd nádrže, zistené hydrologickou bilanciou — 437,3 l/s (E. Kullman 1966, 1977),
— skrytý prítok podzemných vôd z lakšárskej elevácie — 27,3 l/s (Z. Holéczyová et al. 1968); predpokladá sa, že mineralizácia týchto vôd je rovnaká alebo iba o málo vyššia ako u podzemných vôd viatych pieskov.
— celková plocha nádrže — 85,5 km^2,

Tabuľka 18

Hydrochemická bilancia dynamických zásob podzemných vôd sološnickej nádrže (november 1964)

Zdroj	Množstvo l/s	Celkový tok solí mg/s	Vypočítaná mineralizácia vôd Rudavy (mg/l)
zrážky (viate piesky)	133,05	12353,7	
zrážky (prolúvia)	144,95	71279,2	$\frac{151078,7}{437,3} = 345,5$
podzem. prítok z lakšárskej elevácie	27,3	2543,8	
podzem. prítok z Malých Karpát	132,0	64911,0	
Spolu	437,3	151078,7	

Poznámka: Pri pomere miešania 1,1:1,9 podiel nízkomineralizovaných vôd (zrážky cez viate piesky + podzemný prítok z lakšárskej elevácie) je 160,35 l/s a podiel vyššie mineralizovaných vôd (zrážky cez prolúviá + podzemný prítok z Malých Karpát) 276,95 l/s.

— plocha nádrže s proluviálnymi sedimentmi na povrchu, prípadne plytko pod povrchom — 44,6 km^2,
— priemerná mineralizácia podzemných vôd viatych pieskov — 92,85 mg/l (n=40),
— priemerná mineralizácia malokarpatských vôd (podzemné a povrchové vody priľahlej časti Malých Karpát) a podzemných vôd proluviálnych sedimentov — 491,75 mg/l (n=55),
— mineralizácia vôd Rudavy pri výstupe z nádrže v bilancovanom období — 345,3 mg/l.

Výsledky tejto bilancie boli overené výpočtom, vychádzajúcim z hodnoty špecifického odtoku podzemných vôd zo zrážok. E. Kullman (1974) použil pri hydrologickej bilancii nádrže hodnotu špecifického odtoku 3,6 l/s/km^2. Pri použití tejto hodnoty v hydrochemickej bilancii vychádza vypočítaná mineralizácia vôd Rudavy iba 332,5 mg/l. Zistenej mineralizácii vôd Rudavy v bilancovanom období (345,3 mg/l) zodpovedá hodnota špecifického odtoku asi 3,3 l/s/km^2 (tab. 19).

Výsledky oboch bilančných výpočtov sa veľmi dobre zhodujú a dokumentujú, že sa na vytváraní dynamických zásob podzemných vôd sološnickej nádrže podieľajú priamo infiltrujúce zrážkové vody v množstve 278—282 l/s, t. j. asi 63,5—64,5 %. Skrytý prítok malokarpatských vôd je 128—132 l/s, t. j. asi 29—30 %. Bilančný pomer zrážky: celkový podzemný prítok (vrátane prítoku z lakšárskej elevácie) je 1,745:1. Výsledky hydrochemickej bilancie sú v súlade s hydrologickou bilanciou E. Kullmana (1979), podľa ktorej podiel zrážok na dopĺňaní dynamických zásob nádrže tvorí asi 71 % a podiel malokarpatských vôd asi 23 %. Nepodstatný rozdiel vo výsledkoch oboch bilancií súvisí s bežnými chybami určenia ich jednotlivých

Tabuľka 19

Hydrochemická bilancia dynamických zásob podzemných vôd sološnickej nádrže (november 1964)

zdroj	množstvo l/s	celkový tok solí mg/s	vypočítaná mineralizácia vôd Rudavy (mg/l)
zrážky (viate piesky)	135,0	12 532,0	
zrážky (prolúviá)	147,2	72 375,8	$\frac{150\,312,8}{437,3} =$
podzem. prítok z lakšárskej elevácie	27,3	2 534,8	$= 343,75$
podzem. prítok z Malých Karpát	127,8	62 870,2	
Spolu	437,3	150 312,8	

Poznámka: Použitá hodnota špecifického odtoku 3,3 l/s/km^2.

bilančných členov. V prípade hydrochemickej bilancie je to predovšetkým neistota, vyplývajúca z neznalosti chemického zloženia podzemného prítoku z lakšárskej elevácie. Ak je mineralizácia týchto vôd výraznejšie vyššia ako mineralizácia vôd viatych pieskov, vypočítaný podiel malokarpatských vôd bude úmerne nižší. Podobne, ako v prípade toku Rudavy v úseku Prievaly — Plavecký Mikuláš (pozri kapitolu Hydrochemická bilancia Rudavy a Myjavky v úseku Prievaly — Plavecký Mikuláš), bude aj pre sološnickú nádrž charakteristická značná premenlivosť bilančného pomeru zdrojových vôd, a to nielen v rôznych hydrologických rokoch, ale aj v ich rámci. Podzemné vody nádrže prevažne nespĺňajú kritéria ČSN 830611 (obecné bakteriologické a biologické znečistenie, časté zvýšené obsahy dusičnanov a lokálne i mangánu, v s. časti nádrže nízka mineralizácia a výrazne agresívne vlastnosti) a môžu byť preto vodohospodársky využité iba po predbežnej úprave.

Pernecká nádrž

Hydrochemické údaje, zhrnuté v tabuľke 20, presvedčivo dokumentujú, že časť perneckej nádrže, priliehajúca k Malým Karpatom a siahajúca až po líniu vrtov K—1, K—3 a K—6, je pod výrazným vplyvom malokarpatských vôd, prestupujúcich do nej prostredníctvom proluviálnych sedimentov.

Hydrochemické parametre podzemných vôd perneckej nádrže — Tabuľka 20

Lokalita	M mg/l	S_1	S_2	A_2	Mg/Ca	HCO_3/SO_4
pramenná skupina pr. 3 Mareček asi 4 km jv. od Malaciek	107,75	10,0	28,5	61,5	0,39	1,83
pr. 6	179,45	5,85	17,2	76,95	0,43	4,37
pramenná skupina Rybníček asi 0,5 km j. od Plaveckého Štvrtka	177,65	10,2	21,2	68,7	0,35	2,46
pramenná skupina Bezedné asi 1 km sv. od Plaveckého Štvrtka	153,95	7,45	28,9	63,65	0,28	2,02
pramenná skupina Tančibok asi 4 km sv. od Plav. Štvrtka						
pr. 1	186,65	7,15	29,95	62,9	0,26	1,93
pr. 2	184,7	4,3	30,25	65,45	0,28	2,14
Vrt K—1	253,25	9,0	47,9	43,1	0,16	0,8
Vrt K—3	279,2	13,3	22,4	64,3	0,18	2,1
Vrt K—6	356,9	3,3	13,8	82,9	0,18	6,9
Vrt z. od Lozorna	416,6	8,4	3,5	88,1	0,15	8,1

Poznámka: Údaje v tabuľke uvedené sú čerpané z práce S. Gazdu (1966).

Prestup malokarpatských vôd nádržou sa zrejme uskutočňuje vo forme hydrochemicky diferencovaných prúdov zachovávajúcich sa na značné vzdialenosti. Potvrdzuje to prechodný kalcium-sulfáto-bikarbonátový chemizmus vôd v okolí vrtu K—1, situovaného asi 1 km z. od perneckého jazera, do ktorého vyúsťuje vyššie spomínaný (pozri kapitolu Podzemné vody proluviálnych sedimentov) povrchový tok, ovplyvnený stykom s produktívnou rudonosnou zónou amfibolitov pezinsko-perneckého kryštalinika. Stopy tohto prúdu možno identifikovať i v chemickom zložení vôd lábskej pramennej línie, vystupujúcej na sz. tektonickom ohraničení nádrže, hlavne v pramennej skupine Tančibok. Priemerný obsah síranov v prameňoch tejto skupiny sa v období 1958—1962 pohyboval v rozmedzí 35—45 mg/l, zatiaľ čo vo vodách ostatných skupín prameňov lábskej línie bol podstatne nižší (20—30 mg/l. V tomto smere je preukázna aj pomerne veľká stabilita teploty vôd tejto skupiny. Rozdiel maximálnej a minimálnej teploty, nameranej v uvedenom období, bol iba 1,5 °C, zatiaľ čo u vôd ostatných skupín prameňov lábskej línie sa pohyboval v rozmedzí 2,5 až 8 °C (S. Gazda 1966).

Podstatne zložitejšie sú hydrogeochemické pomery sz. časti nádrže, kde dochádza k priestorove diferencovanému a rôzne výraznému miešaniu malokarpatských vôd s vodami nádrže, t. j. so zrážkovými vodami, presakujúcimi do jej kvartérnej výplne cez viate piesky, pokrývajúce prevažnú časť jej povrchu. Z chemického zloženia vôd prameňa Mareček 3, ktoré je analogické so zložením podzemných viatych pieskov (porovnaj tab. 20 a 5) je zrejmé, že okolie prameňa neovplyvňujú malokarpatské vody. V prameni Mareček 6, situovanom asi 1 km južnejšie, je už vplyv malokarpatských vôd výrazný. Základné črty jeho chemického zloženia pritom indikujú, že do tohto územia pravdepodobne zasahujú malokarpatské vody obdobného chemizmu,

Tabuľka 21

Hydrochemická bilancia dynamických zásob podzemných vôd perneckej nádrže (november 1961)

Zdroj	Množstvo l/s	Celkový tok solí mg/s	Vypočítaná mineralizácia mg/l
zrážky (viate piesky)	221,9	20603,4	
zrážky (prolúviá)	132,3	43751,6	$\frac{87371,7}{423,8} =$
podzemný prítok z Malých Karpát	69,6	23016,7	$= 206,2$
Spolu	423,8	87371,7	

Poznámka: Pri výpočte boli použité tieto hodnoty: priemerná mineralizácia vôd viatych pieskov — 92,85 mg/l; priemerná mineralizácia malokarpatských vôd — 330,7 mg/l; celková plocha nádrže — 101,2 km^2; plocha nádrže s proluviálnymi sedimentmi na povrchu, prípadne plytko pod povrchom — 37,8 km^2; špecifický odtok podzemných vôd 3,5 l/s/km^2.

aký vykazuje Modranský potok alebo Pernecká Malina. Najjužnejší prúd malokarpatských vôd, vychádzajúci z lozornianskeho kužeľa, sa významne podieľa na tvorbe chemického zloženia prúdu podzemných vôd prestupujúceho z perneckej do zohorsko-marcheggskej nádrže.

Hydrochemická bilancia zdrojových vôd perneckej nádrže je vzhľadom na jej zložité odvodňovanie obtiažna. Hlavným problémom je objektívne určiť priemernú mineralizáciu podzemných vôd nádrže, a tým aj pomer miešania zdrojových vôd.

V tabuľke 21 sú zahrnuté výsledky bilancie, založenej na predpoklade, že priemerná mineralizácia vôd nádrže je približne rovnaká ako mineralizácia vôd v okolí vrtu RV—9, t. j. v území prestupu jej podzemných vôd do susednej zohorsko-marcheggskej nádrže. Vypočítaný pomer miešania nízko a vyššie mineralizovaných zdrojových vôd je 1,05 :0,95, podiel malokarpatských vôd reprezentuje asi 69—70 l/s, pričom veľmi dobre súhlasí s výsledkami hydrologickej bilancie (E. Kullman 1979). Ak sa pri výpočtoch použije podobne ako u sološnickej nádrže, hodnota špecifického odtoku 3,3 l/s/km^2, podiel malokarpatských vôd vzrastie asi na 90 l/s. Naopak, ak hydrochemickú bilanciu založíme na mineralizácii vôd lábskej línie (napr. pre pramennú skupinu Tančibok s mineralizáciou asi 187,0 mg/l), podiel malokarpatských vôd poklesne približne na 45 l/s.

Zohorsko-marcheggská nádrž

Podobne ako u sološnickej a perneckej nádrže aj pre zohorsko-marcheggskú nádrž je charakteristická určitá, i keď nie až taká výrazná priestorová distribúcia chemického zloženia podzemných vôd (tab. 22, obr. 5).

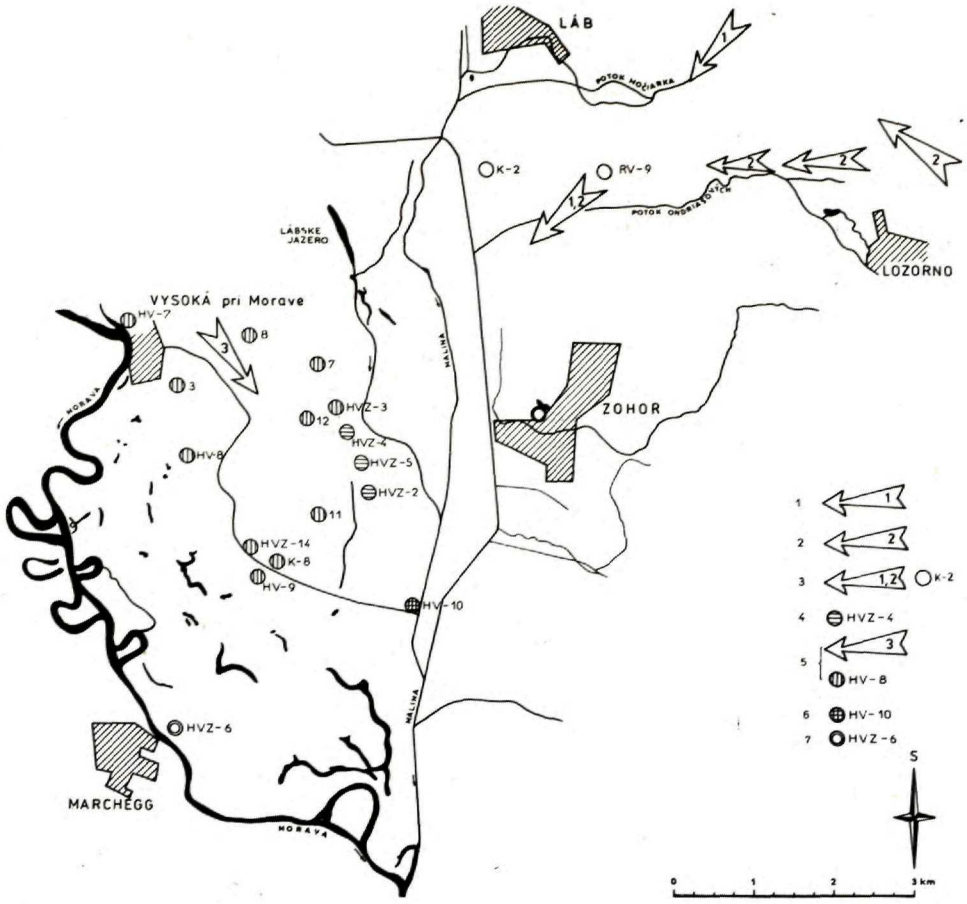
Hornú časť nádrže charakterizujú relatívne nízkomineralizované (M 0,2—0,3 g/l) vody pomerne výrazného kalcium-bikarbonátového chemizmu (A_2 70—80 mval %). Podobnosť hydrochemických parametrov týchto vôd so zložením vôd lábskej línie (v tab. 22 je ako príklad uvedený chemizmus vôd najjužnejšej časti tejto línie — skupiny prameňov Rybníček, vyvierajúcej asi 0,5 km j. od Plaveckého Štvrtka) dokumentuje, že rozhodujúcim činiteľom pre formovanie hydrogeochemických pomerov hornej časti zohorsko-marcheggskej nádrže je prestup podzemných vôd z perneckej nádrže. Konečný chemizmus (mierne zvýšenie mineralizácie a zvýraznenie jeho kalcium-bikarbonátového charakteru) získavajú tieto vody miešaním s malým podielom vyššie mineralizovaných a výraznejšie kalcium-bikarbonátových malokarpatských vôd, prestupujúcich do nádrže (pravdepodobne aj do j. časti perneckej nádrže tesne pred hraničnou lozornianskou eleváciou) prostredníctvom proluviálnych sedimentov lozornianskeho a jablonovského kužeľa. Orientačný výpočet, vychádzajúci z mineralizácie vôd skupiny prameňov Rybníček a z priemernej mineralizácie vôd uvedených kužeľov, vykázal pomer miešania asi 5 :1 v prospech prestupujúcich vôd perneckej nádrže. Na stvárňovaní celkových hydrogeoche-

Základné hydrogeochemické parametre podzemných vôd zohorsko-marcheggskej nádrže

Tabuľka 22

		M mg/l	S_1	S_2	A_1	A_2	A_3	Mg/Ca	SO_4/M
preliv vôd z perneckej nádrže	skupina prameňa Rybníček	177,2	10,2	21,1	—	68,7	st	0,35	—
malokarpatské vody	potok Ondriašových	364,3	4,8	12,3	—	82,9	st	0,22	—
	vrt sz. od Lozorna	406,6	8,4	3,5	—	88,1	—	0,15	—
	vrt jz. od Lozorna	322,6	22,85	3,95	—	73,0	0,2	0,3	—
horná časť nádrže	RV—9	206,1	11,9	4,9	—	78,1	5,1	0,24	—
	K—2 vrch	264,2	7,3	20,7	—	70,4	1,6	0,16	—
	spodok	258,2	15,2	1,2	—	82,45	1,15	0,15	—
	pr. cca 2 km od Lábu	300,7	3,9	23,1	—	72,3	0,7	0,2	—
	HLS—2	262,0	6,0	—	24,0	70,0	—	0,18	0,024
	HSM—1	280,2	6,8	2,8	—	85,9	4,5	0,28	0,016
	HSM—3	295,7	11,05	—	12,4	75,2	1,35	0,27	0,032
	HSM—5	313,4	13,65	—	13,45	72,4	0,5	0,33	0,041
	HSM—7	319,8	10,25	—	10,45	78,3	1,0	0,34	0,026
	PP—1	249,8	6,75	—	13,15	78,15	1,95	0,3	0,018
stredná časť nádrže prúd podz. vôd pritekajúcich z hornej časti nádrže	HVZ—4	348,15	13,5	6,9	—	78,05	1,55	0,34	0,071
	HVZ—5	330,25	12,8	1,95	—	83,25	2,0	0,3	0,058
	HVZ—2	303,7	8,15	—	4,15	86,3	1,4	0,28	0,027
	HVZ—1	329,2	5,85	—	8,2	83,9	2,05	0,28	0,017
zóna prestupu podzemných vôd aluviálnej nivy Moravy	PS—1	378,7	15,75	32,0	—	49,55	2,7	0,37	0,166
	K—8	316,1	14,8	18,4	—	64,1	2,6	0,37	—
	Vy—1	599,5	14,15	26,05	—	59,35	0,45	0,51	0,127
	HVZ—3	397,1	11,65	36,05	—	51,4	0,9	0,37	0,186
	V—14	494,6	15,4	18,45	—	65,9	0,25	0,61	0,139
	S—2	514,9	13,1	10,75	—	76,05	0,1	0,63	0,108
	HV—8	498,5	12,0	37,35	—	50,55	0,1	0,46	0.180
	HV—9	407,9	12,8	20,4	—	66,4	0,4	0,44	0,136
	HV—10	544,75	18,4	9.1	—	72,15	0,35	0,36	0,102
dolná časť nádrže	HVZ—6	456,8	13,6	—	23,6	62,0	0,8	0,5	0,011
neogén	vrt v Zohori	400,1	13,15	—	28,6	55,55	2,7	0,59	0,055
	vrt v Jablonovom	491,8	19,5	—	33,8	46,5	0,2	0,76	—
povrchové toky	Morava kanál pri vrte	541,6	26,85	19,2	—	53,35	0,6	0,4	0,132
	HVZ—3 kanál pri vrte	454,6	12,65	31,5	—	55,7	0,15	0,47	0,167
	HVZ—1	343,9	7,8	—	9,9	81,9	0,4	0,29	0,023

Poznámka: Údaje v tabuľke sú čerpané z prác S. Gazdu 1966, J. Otepku 1967, Z. Holéczyovej 1968, A. Šubovej et al. 1973, R. Poláka et al. 1975 a E. Kullmana et. al 1973.



Obr, 5 Hydrogeochemické pomery zohorsko-marcheggskej nádrže podzemných vôd.
1 — preliv vôd z perneckej nadrže (M 0,1—0,2 g/l; A_2 50—70 mval %); 2 — malokarpatské vody prestupujúce do nádrže prostredníctvom proluviálnych sedimentov (M 0,3—0,4 g/l; A_2 70—90 mval %); 3 — produkt miešania vôd perneckej nádrže a malokarpatských vôd (M 0,2—0,3 g/l; A_2 70—80 mval %); 4 — prúd vôd prestupujúcich z hornej časti nádrže a čiastočne mineralizovaných stykom s horninovým materiálom kvartérnej výplne (M 0,3—0,4 g/l; A_2 80—85 mval %); 5 — prúd vôd prestupujúci do nádrže z údolnej nivy rieky Moravy (M 0,4—0,6 g/l; A_2 50—70 mval %); 6 — produkt miešania vôd prúdiacich z hornej časti nádrže a fluviogénnych vôd Moravy (M 0,4—0,5 g/l; A_2 70—75 mval %); 7 — vody neogénnych sedimentov resp. zmes vôd kvartérnych a neogénnych sedimentov (M 0,4—0,5 g/l; nevýrazný A_2 typ; prítomnosť A_1)

mických pomerov hornej časti zohorsko-marcheggskej nádrže sa podieľajú aj zrážkové vody, presakujúce do nádrže cez povrchové odkryvy terasových sedimentov a viatych pieskov medzi Lábom a Zohorom.

Podzemné vody, sformované v hornej časti nádrže spomínaných mechanizmom,

prúdia jz. smerom do jej centrálnej časti. Veľmi slabá hydrogeochemická aktivita horninového materiálu kvartérnej výplne nádrže (výrazná prevaha kremeňa a kremencov) spôsobuje, že celkové zmeny chemizmu týchto vôd počas prúdenia sú veľmi malé — nepatrný vzrast mineralizácie (0,3—0,4 g/l) a ďalšie slabé zvýraznenia kalcium-bikarbonátového charakteru (A_2~80—85 mval %). Skutočnosť, že sa vody takéhoto chemizmu v strednej časti nádrže zistili iba po líniu vrtov HVZ—1 až HVZ—3, vedie k dvom závažným záverom:

1) Určujúcim činiteľom, podmieňujúcim formovanie hydrogeochemických pomerov v časti nádrže z., prípadne jz. od uvedenej línie vrtov, je prestup podzemných vôd poriečnej nivy Moravy, charakterizovaných vyššou mineralizáciou (M 0,4—0,6 g/l) a typicky nevýrazným kalcium-bikarbonátovým chemizmom (A_2 50—70 mval %). Vody prúdia približne v jz.—sv. smere, zasahujú hlboko do nádrže (obr. 5) a výrazne ovplyvňujú už i krajný vrt hraničnej línie vrtov (HVZ—3).

2) Podzemné vody fluviálnych sedimentov Moravy, prestupujúce do nádrže, hydrodynamicky pôsobia na prúd podzemných vôd, pretekajúci z hornej časti nádrže na J až JJV, vzdúvajú ho a odvádzajú zrejme sieťou prírodných alebo umelých tokov. Presvedčivým argumentom pre takýto záver je totožnosť chemizmu vôd vrtu HVZ—1 a vôd blízkeho kanála.

Zaujímavé poznatky poskytuje konfrontácia chemizmu podzemných vôd vrtu HVZ—5 v priebehu vŕtania (r. 1969) a počas čerpacej skúšky (r. 1972). Charakteristická je predovšetkým výrazná rozdielnosť vôd vo vertikálnom profile vrtu, zistená v priebehu vrtania (tab. 23). Až do hĺbky asi 50 m boli vo vrte odkryté vody, ktoré majú rovnaký chemizmus ako podzemné vody údolnej nivy Moravy. Pre hlbšiu časť vrtu sú naproti tomu charakteristické vody s chemizmom veľmi blízkym chemizmu vôd vrtu HVZ—6, ktoré považujeme za neogénne. Táto výrazná vertikálna zonál-

Tabuľka 23

Zmeny chemického zloženia vôd vrtu HVZ—5 v priebehu vrtania a počas čerpacej skúšky

	Dátum odberu	M mg/l	S_1	S_2	A_1	A_2	A_3	Mg/Ca	So_4/M
vŕtanie	16. 9. 1969	(25,0) 331,0	15,5	23,6	—	60,4	0,5	0,46	0,146
	18. 9. 1969	(41,2) 358,2	16,6	21,75	—	60,75	0,9	0,48	0,138
	23. 9. 1969	(56,1) 405,2	29,25	—	21,7	48,65	0,4	0,59	0,116
	26. 9. 1972	(76,0) 413,2	29,1	—	13,3	57,05	0,55	0,6	0,109
čerp. skúška	10. 5. 1972	318,8	12,05	4,45	—	81,0	2,5	0,39	0,058
	16. 5. 1972	326,6	12,85	3,6	—	81,3	2,25	0,3	0,061
	5. 6. 1972	345,2	11,55	—	1,1	85,9	1,45	0,31	0,036
	12. 6. 1972	330,2	12,8	1,95	—	83,25	2,0	0,3	0,058

Poznámka: Údaj v zátvorke — hĺbka vrtu pri odbere (m)

nosť chemizmu je pochopiteľná, ak uvážime geologickú pozíciu vrtu HVZ—5. Vrt je totiž situovaný v poklesnutej tektonickej kryhe, kde je možnosť laterálnej dotácie spodnej časti jej kvartérnej výplne neogénnymi vodami. Počas vŕtania bol v tomto území tiež výrazný vplyv fluviogénnych vôd Moravy (pozri vysoké hodnoty koeficientu SO_4/M a ich charakteristický pokles s hĺbkou). V období čerpacej skúšky bol naproti tomu vplyv vôd údolnej nivy nepatrný (nízke hodnoty koeficientu SO_4/M a s nimi úzko súvisiaci výrazný kalcium-bikarbonátový charakter chemizmu) a v okolí vrtu sa uplatňovali podzemné vody, pritekajúce z hornej časti nádrže, a v malej miere aj podzemné vody neogénu. Analogický záver platí i pre okolité vrty s tým, že s. smerom vplyv neogénnych vôd klesá (HVZ—4) a smerom na J vzrastá (HVZ—2 a HVZ—1).

Z uvedených skutočností je zrejmé, že sa hranice vplyvu podzemných vôd poriečnej nivy Moravy v okolí profilu vrtov HVZ—1 až HVZ—3 budú meniť v čase hlavne v závislosti od vodných stavov na Morave (tiež na Dunaji — spätné vzdúvanie vôd v Morave pri vysokých stavoch Dunaja). V súvislosti s tým možno očakávať určité zmeny chemizmu podzemných vôd na tomto území, s čím treba počítať pri ich využívaní.

V dolnej časti nádrže máme k dispozícii hydrochemické údaje iba z vrtu HVZ—6. Vrt je situovaný v tesnej blízkosti Moravy a v jeho profile sú okrem hlbších, prevažne piesčitých sedimentov podložného neogénu, zabudované aj štrkopiesky údolnej nivy Moravy. Napriek tomu nebol pozorovaný v chemizme vôd vrtu vplyv podzemných vôd údolnej nivy Moravy. V podstate celý odskúšaný profil vrtu vypĺňajú vody totožného chemizmu. Nízka hodnota koeficientu SO_4/M a prítomnosť výraznej nátrium-bikarbonátovej zložky indikujú,že sa chemizmus vôd vrtu vytvára v podmienkach relatívne hlbšieho obehu zrážkových vôd, v ktorých je intenzita oxidačnej degradácie sulfidickej síry (tiež sekundárnych genetických faktorov) nepatrná a pri hydrolytickom rozklade silikátov (hlavne živcov), ktorý je určujúcim mineralizačným procesom, sa vo zvýšenej miere začínajú uvoľňovať ióny Na^+ na úkor iónov Ca^{+2}.

Detailnejšie závery, týkajúce sa zdrojových oblastí takýchto vôd, smerov ich prúdenia, ako aj formovanie celkových hydrogeochemických pomerov dolnej časti zohorsko-marcheggskej nádrže, nie sú za súčasného stavu poznatkov možné. Poznatky získané na vrte HVZ—6 a spomínaná vertikálna zonálnosť vôd v profile vrtu HVZ—5, ako aj prítomnosť vôd analogického chemizmu v neogénnych sedimentoch jv. okraja nádrže (napr. okolia Zohora) však presvedčivo dokazujú, že pri formovaní celkových hydrogeochemických pomerov zohorsko-marcheggskej nádrže, sa zúčastňujú nielen priamo infiltrujúce zrážkové vody a prestupujúce do nádrže podzemné vody údolnej nivy Moravy, malokarpatské vody a vody perneckej nádrže, ale aj podzemné vody neogénnych sedimentov, hlavne pontu a panónu. Najnovšie to dokumentujú aj poznatky z vrtov HSM—1 až 7, situovaných v lozornianskej elevácii (v tektonickej poklesnutej kryhe o šírke asi 2 km, prostredníctvom

ktorej je prepojená pernecká nádrž so zohorsko-marcheggskou). Vrty zistili v podloží kvartéru niekoľko dobre zvodnených obzorov pontu, tvoriacich s kvartérom jednotný hydrogeologický celok (R. Polák et al. 1975).

Podzemné vody zohorsko-marcheggskej nádrže svojimi fyzikálno-chemickými a bakteriologickými vlastnosťami zväčša nevyhovujú kritériám ČSN 830611 pre hromadné zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Hlavnou závadnou zložkou je železo a mangán, častá je tiež bakteriologická kontaminácia a zvýšený obsah amoniaku, prípadne oxidovateľnosti.

Zdroje sekundárneho znečisťovania podzemných vôd

Zo sekundárnych genetických činiteľov tvorby chemického zloženia podzemných vôd, úzko súvisiacich so životnou činnosťou človeka, uplatňujú sa v študovanom území hlavne plynné a pevné exhaláty, komunálne a priemyselné kvapalné, i pevné odpady a poľnohospodárska výroba.

Plynné a pevné exhaláty

Podľa stupňa kontaminácie ovzdušia patrí skúmané územie medzi relatívne menej znečistené oblasti SSR. Podľa analýzy, spracovanej v roku 1973 Štátnou technickou inšpekciou ochrany ovzdušia SSR, celková ročná produkcia tuhých a plynných emisií dosahuje v okrese Bratislava-vidiek 10 300 t, resp. cca 6300 t a v okrese Senica asi 4200 t, resp. 6400 t. V zložení tuhých emisií je okrem popolčeka významne zastúpený silikátový a vápnitý prach z priemyslu stavebných hmôt šíriaci sa vzduchom (Stupava, Rohožník, Veľké Leváre, Šaštínske Stráže). V zložení plynných emisií dominuje kysličník siričitý ako jeden z hlavných produktov energetického spracovania fosílnych palív. Vzhľadom na prevažujúce smery vetrov (hlavne jv., menej i sz.), môžu sa v študovanom území rôzne výrazne prejavovať aj exhaláty, unikajúce do ovzdušia z priemyselných centier susedných území.

Antropogénna kontaminácia spolu s pevnými a kvapalnými čiastočkami prírodného pôvodu, rozptýlenými v atmosfére (kvapôčky morskej vody, prípadne mikroskopické kryštáliky NaCl a $CaSO_4$ vznikajúce ich odparením, drobné čiastočky hornín, minerálov a pôd, vulkanický popol atď.) je hlavným zdrojom mineralizácie zrážkových vôd. Na základe najnovších hydrochemických údajov (tab. 24) možno zimné zrážky študovaného územia, ktoré z hľadiska dopĺňania zásob podzemných vôd sú určujúce, charakterizovať ako pomerne mineralizované vodné roztoky komplikovaného zloženia (prevažne amónium-kalcium-chlorido-sulfátového typu) s výrazným zastúpením zložiek odrážajúcich antropogénne znečistenie. V. Jiřele (1974) na základe systematického výskumu letných zrážok v 30 lokalitách Juhomoravského

kraja (r. 1973) uvádza rozptyl ich mineralizácie 0,02—0,4 g/l s maximálnou distribúciou v intervale 0,05–0,1 g/l a s priemerom 0,08 g/l. V jednotlivých kumulovaných vzorkách zrážkových vôd boli zistené obsahy amoniaku až 70 mg/l, dusičňanov až 50 mg/l a síranov až 70 mg/l. Z tesného susedstva študovaného územia možno ako príklad uviesť Mikulov, kde bol v kumulovanej vzorke z 30. 4.—25. 6. 1973 zistený obsah NH_4^+ 70 mg/l a obsah SO_4^{-2} 62,2 mg/l alebo Hodonín, kde bol v kumulovanej vzorke z 4. 5. 1973—30. 6. 1973 obsah SO_4^{-2} 56,1 mg/l a obsah NO_3^- 23,2 mg/l.

Chemické zloženie zimných zrážok na študovanom území — Tabuľka 24

Lokalita		M mg/l	pH	CHSK mgO_2/l	NH_4^+ mg/l	Ca^{+2} mg/l	Cl^- mg/l	NO_3^- mg/l	SO_4^{-2} mg/l	HCO_3^- mg/l
Bratislava	1	17,8	3,9	0,9	1,25	1,3	4,95	2,0	3,7	3,65
Želez. stud.	2	31,7	4,6	4,3	4,5	5,05	3,55	5,45	16,45	6,1
Pezinská	1	16,7	3,9	1,4	1,25	0,65	3,2	2,9	3,7	4,25
Baba	2	51,75	4,6	6,05	9,55	7,3	4,95	11,45	29,2	6,1
7 km vjv.	1	20,9	4,4	3,05	1,3	2,7	3,9	2,1	5,35	4,3
od Skalice	2	21,2	3,95	2,1	1,0	1,8	3,2	3,15	6,4	3,05

Poznámky: 1 — Odbery vzoriek snehu 21. 1. 1976 (prvé dve lokality) resp. 9. 2. 1976. 2 — Odbery vzoriek snehu 11. 1. 1977 (prvé dve lokality) resp. 22. 1. 1977
Odber (vrátane terénnych stanovení a fixácií) a analýzy : K. Lopašovský z GÚDŠ.

Priemerná ročná mineralizácia zrážkových vôd nad skúmaným územím sa pohybuje okolo hodnoty 0,05 g/l, čo vzhľadom na ročné úhrny zrážok (500—900 mm) reprezentuje celkový atmosferický spád solí 25—45 $t/km^2/rok$. Časť týchto solí, zodpovedajúca podzemnému odtoku, sa priamo zúčastňuje na tvorbe chemického zloženia podzemných vôd, časť vstupuje do rôznych reakcií s pôdnym pokryvom a ovplyvňuje jeho fyzikálno-chemické vlastnosti. Vplyv chemického zloženia zrážkových vôd sa zvlášť výrazne uplatňuje u nízkomineralizovaných vôd viatych pieskov a plytkých sutinových, prípadne puklinovosutinových obehov v kryštaliniku Malých Karpát, u ktorých podiel solí atmosferického pôvodu môže tvoriť až niekoľko desiatok percent ich celkovej mineralizácie.

Komunálne a priemyselné odpadové vody. V povodí dolnej Moravy sa do povrchových tokov vypúšťa ročne asi 10,15 mil. m^3 odpadových vôd (z toho asi 70 % z priemyslených podnikov) a ich prostredníctvom približne 16 600 ton rôznych anorganických i organických látok (A. Horvátová 1977). Hlavným znečisťovateľom je národny podnik Slovenský Hodváb v Senici s ročnou produkciou 2,85 mil. m^3 odpadových vôd s vysokou koncentráciou síranov, (asi 50 % z celkového obsahu

rozpustených solí, ktorý v ročnom súhrne dosahuje asi 8500 t). Tieto vody, vyúsťujúce spolu s odpadovými vodami z verejnej kanalizácie mesta Senice (cca 0,92 mil. m^3 za rok) do potoka Teplica, ktorý sa j. od obce Čačov vlieva do Myjavy, sú hlavným zdrojom zvýšeného obsahu síranov (50—130 mg/l, miestami až 250 mg/l) v podzemných vodách dolnej časti jej aluviálnej nivy. Významným producentom odpadových vôd je aj VÚ Kuchyňa (0,42 mil. m^3, Pernecká Malina) cementáreň Rohožník (0,25 mil. m^3, Rudávka) a verejná kanalizácia a priemysel v Skalici (0,92 mil. m^3, Vytržina), v Myjave (1,78 mil. m^3, Myjava) a v Malackách (1,15 mil. m^3, Malina). Pomerne značný stupeň znečistenia Moravy a Myjavy názorne dokumentuje tab. 25, ktorá zhŕňa základné hydrochemické parametre ich vôd za vysokých a nízkych vodných stavov.

Úzka hydraulická spojitosť povrchových tokov s podzemnými vodami fluviálnych sedimentov ich údolných nív, spôsobuje, že značná časť nečistôt, ktoré táto voda transportuje, prechádza do obehu fluviogénnych vôd a priamo sa zúčastňuje na formovaní ich chemického zloženia. Týka sa to predovšetkým anorganického podielu tohto znečistenia, ktorý je v podmienkach povrchového odtoku i podzemného obehu prevažne stabilný a ľahko transportovateľný (pozri vyššie). Organický, prípadne nerozpustný podiel sa z kvapalnej fázy v dôsledku pôsobenia samočistiacich procesov pomerne rýchlo eliminuje (okrem ropných uhľovodíkov, saponátov, pesticídov a iných fyzikálno-chemicky, prípadne biochemicky ťažko odbúrateľných látok).

Poľnohospodárska výroba. Podľa štatistických údajov PNZ Bratislava priemerná ročná spotreba minerálnych hnojív (vyjadrená v čistých živinách) sa v rokoch 1971—1974 v okrese Senica pohybovala v rozmedzí 195—230 kg a v okrese Bratislava-vidiek 234—266 kg na hektár poľnohospodárskej pôdy. V okrese Bratislava-vidiek bolo v roku 1975 do pôdy aplikované celkove 23 260 ton minerálnych hnojív, čo je v priemere až 339 kg na 1 hektár poľnohospodárskej pôdy (podľa komplexného rozboru OPS Bratislava za rok 1975). Vzhľadom na výrazné zastúpenie kyslých pôd v študovanom území (30 až 40 % z celkovej výmery poľnohospodárskej pôdy) je značná aj spotreba vápenatých hmôt (v roku 1975 asi 3500 ton na Záhorskej nížine). Pretože ide zväčša o veľmi dobre rozpustné látky, ich veľkú časť vyplavujú zrážkové vody a odvádzajú ju do obehu podzemných vôd (buď priamo alebo splachom do povrchových tokov a následnou brehovou infiltráciou). Množstvo vyplavených živín závisí od viacerých činiteľov, najmä od druhu pôdy, typu a množstva použitého hnojiva, intenzity zrážok, výšky hladiny podzemných vôd, morfológie terénu, spôsobu jeho obrábania, druhu pestovanej plodiny atď. Všeobecne sa predpokladá (J. Slepička 1970 a 1974, M. Škarda 1972, M. Kirschner — Z. Kukulka 1974, V. Svobodová 1974 a i.), že do povrchových a podzemných vôd sa ročne vyplaví priemerne 20 % (mnohí autori uvádzajú až 30 %) z celkového množstva použitých minerálnych hnojív. Podľa zahraničných údajov (S. Křivánek — E. Šedivý 1974) sa priemerné straty vyplavovaním z pôdy u poľných kultúr

pohybujú v rozmedzí 10—30 kg/ha/rok. U lúk a pasienkov je to 2—5 kg/ha/rok a u lesných kultúr 2—4 kg/ha/rok.

Chemické zloženie vôd Moravy a Myjavy (r. 1973) Tabuľka 25

Povrchový tok		M mg/l	S_1 ($Cl—NO_3$)	S_1 (SO_4)	S_2 ($Cl—NO_3$)	S_2 (SO_4)	A_2	SO_4/M
Morava	1	236,7	24,45	—	1,15	31,7	42,7	0,161
Brodské	2	527,5	14,8	—	6,65	29,9	48,65	0,173
Morava	1	379,7	21,7	—	2,8	32,55	42,8	0,163
Dev. N. Ves	2	636,7	22,25	15,75	—	12,5	49,4	0,141
Myjava	1	571,9	11,5	7,8	—	9,4	71,3	0,086
Jablonica	2	823,1	15,0	5,7	—	18,0	61,3	0,119
Myjava	1	568,5	12,65	—	2,55	26,05	58,6	0,130
Kúty	2	828,0	10,6	1,25	—	56,5	31,55	0,358

Poznámka: 1 — vysoké vodné stavy, 2 — nízke vodné stavy. Údaje tabuľky sú vypočítané z analytických údajov, uvedených v publikácii „Akosť vody v tokoch na Slovensku v roku 1973," Vodorozvoj Bratislava 1974. Vzhľadom na nereprezentatívnu analýzu sú parametre Myjavy v profile Kúty (nízke vodné stavy) iba orientačné.

Významným negatívnym dôsledkom rastlinnej poľnohospodárskej výroby je aj kontaminácia podzemných vôd s rôznymi ochrannými chemickými prostriedkami. V okrese Bratislava-vidiek, ktorého značnú časť tvorí studované územie, bolo v roku 1975 pesticídami ošetrené asi 70 000 ha poľnohospodárskej pôdy, z toho niektoré plochy boli aj dvakrát postrekované. Priemerná spotreba pesticídov v roku 1975 bola v okrese Bratislava-vidiek 7,6 kg/ha a v okrese Senica až 14 kg/ha poľnohospodárskej pôdy, príčom značnú časť (hlavne v okrese Senica) tvorili prípravky na báze chlórovaných uhľovodíkov (hlavne Lidenal, menej Despirol, Melipax, Hermal, Thiodan atď.). Chlórované uhlovodíky sú v prírodnom prostredí pomerne stabilné (perzistencia 11—12 rokov), a tak sa v súčasnosti z pôdy vyplavujú aj ich reziduá z predchádzajúcich rokov, keď tvorili prevažujúci podiel pesticídov, aplikovaných v rastlinej výrobe. Dichlor-difenyl-trichloretan ($10-60.10^{-6}$ mg/l) alebo hexachlorcyklohexan ($0,5—50.10^{-6}$ mg/l) sa vyskytujú takmer vo všetkých podzemných a povrchových vodách sv. časti zohorsko-marcheggskej depresie, ako to dokumentujú najnovšie analýzy VÚVH v Bratislave (in R. Polák et al. 1975).

Aj živočíšna výroba produkuje veľké množstvo pevných a kvapalných odpadov. Názorne to ilustruje údaj (R. Jacko 1972), že každý kus hovädzieho dobytka vyprodukuje denne priemerne 35 l pevných a kvapalných výkalov, (ošípané asi 1/3 až 1/2), čo približne zodpovedá populačnému ekvivalentu 9—10 obyvateľov. Celková produkcia hnoja v poľnohospodárskych podnikoch Záhorskej nížiny

reprezentuje v súčasnosti približne 350 000 m^3/rok. Podľa J. Hrašku et al. (1973) centrifugovaním oddelený kvapalný podiel hnoja ošípaných obsahuje až 3,2 g/l dusíka (asi 50 % je vo forme NH_4^+), 0,4 g/l fosforu a 1,3 g/l draslíka. Enormne vysoké sú aj hodnoty BSK_5 (až 15 000 mg O_2/l), CHSK (až 35 000 mg/l) a odparku (až 20 g/l), ako aj obsahy mezofilných (až 20 mil. jedn./ml) a psychrofilných (až 50 mil. jedn./ml) zárodkov a colimorfných baktérií (až 1 mil. jedn. E. coli/ml). Hlavným nebezpečenstvom pre podzemné vody sú veľkokapacitné zariadenia živočíšnej výroby (Pernek, Jablonové, Plavecký Štvrtok, Gajary, Zohor, Vysoká atď.), kde v dôsledku veľkej dennej produkcie výkalov vznikajú značné problémy s ich uskladňovaním a využitím. Intenzívnym bodovým zdrojom, hlavne organickej a bakteriálnej kontaminácie podzemných vôd sú silážne šťavy, ktoré popri mezofilných (60—280 tis/l) a psychrofilných (120—190 tis/l) zárodkoch obsahujú aj veľké množstvá colimorfných baktérií (až 120 mil/l) a rôznych organických kyselín (podľa analýz VÚV v Prahe až 400 mval/l mastných kyselín, 14 g/l kyseliny octovej, 15 g/l kyseliny maselnej a 35 g/l kyseliny mliečnej). Z jednej tony siláže vzniká až 450 l odpadových silážnych štiav. Pri celkovej produkcii kukurice na siláž na Záhorskej nížine (asi 97 650 t), vzniklo v roku 1976 asi 45 000 m^3 silážnych štiav.

S výnimkou Cl^-, SO_4^{-2}, Na^+, Ca^{+2} a Mg^{+2}, ktoré sa zachytávajú vo všetkých typoch pôd väčšinou iba nepatrne, intenzita zachytenia alebo odbúravania ostatných zložiek poľnohospodárskych odpadov závisí od typu pôdy, od jej mocnosti, od obsahu ílovej frakcie, od množstva a druhovej skladby prítomných mikroorganizmov (M. Malý — J. Šálek 1974). Významne sa uplatňuje aj stupeň zaťaženia pôdy týmito odpadmi a intenzita zrážok. Značná časť dusíkatých organických látok sa pomerne rýchlo mineralizuje za vzniku iónov NO_3^-, ktoré sa prakticky neviažu na sorbčný komplex pôd, a preto sa ľahko vyplavujú do povrchových i podzemných vôd. Naproti tomu prevažná časť fosforu sa využíva fyziologicky aktívnou vrstvou pôdy alebo sa fixuje v spodnejších vrstvách pôdy vo forme ťažko rozpustných fosforečnanov Ca, prípadne Fe. Pretože je značná časť pôd študovaného územia piesčitá, piesčito-hlinitá s mocnosťou do 1,5 m, kontaminácia, ktorá do nich preniká, má relatívne dobré možnosti šíriť sa do podložia.

Hydrochemický vplyv sekundárnych genetických činiteľov sa prejavuje nielen zvýšenými obsahmi typických indikátorov sekundárneho znečistenia (NH_4^+, NO_2^-, HPO_4^{-2}, oxidovateľnosť, coli index atď.), ale aj rôzne výrazným vzrastom jednotlivých zložiek prvej a druhej salinity (t. j. chloridov, dusičnanov a síranov alkálií, prípadne alkalických zemín), a tým aj charakteristickým posunom celkového chemického zloženia podzemných vôd k nevýraznému kalcium-bikarbonátovému, až k zmiešanému typu.

Do tlače odporučila: K. Hyánková.

Literatúra

BACMAŇÁKOVÁ, N. 1968: Šajdíkove Humence — inžinersko-geologický prieskum. Manuskript-archív, Bratislava.

BAŇACKÝ, V. — SABOL, A. 1969: Základný geologický výskum Záhorskej nížiny. Záverečná správa. Manuskript-archív Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava.

BŘEZINA, J. 1956: Vnitroalpský miocén na JV Moravě a západním Slovensku. Sedimentárně petrografické studie. Geofond, Praha.

BRICKER, O. P. — GODFREY, E. E. — CLEAVES, E. T. 1968: Mineral water interaction during the chemical weathering of silicates. In „Trace Inorganics in Water", Advances in Chemistry Series, 73, Am. Chem. Society, Washington, 128—142.

BUBLINEC, E. 1970: Výskum vplyvu narušených a novovytváraných biocenóz lesa na podzolizáciu pôdy. Manuskript-archív VÚLH, Zvolen.

BUDAY, T. — CAMBEL, B. — MAHEĽ, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Wien — Bratislava, Geofond, Bratislava.

BUDAY, T. — CICHA, J. 1967: Vídenská pánev. In Regionální geologie ČSSR, 2. Západné Karpaty, 2, ČSAV, Praha.

CAMBELOVÁ, D. 1957: Hydrogeochemické pomery povodia Gydry v Malých Karpatoch. Manuskript-archív Katedry geochémie PFUK, Bratislava.

DINDA, F. 1964: Vodné dielo Studienka II. Geofond, Bratislava.

DLABAČ, M. — KULLMANOVÁ, A. — MAHEĽ, M. — MICHALÍČEK, M. — ŠIMÁNEK, V. 1968: Výskum předneogénního podloží jv. části vídeňské pánve. Geofond, Bratislava, 1—133.

DOBRYNIN, V. M. 1965: Fizičeskije svojstva naftegazovych kollektorov v glubokich skvažinach. Nedra, Moskva.

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

FRANZOVÁ, M. — VILŠER, M. 1969: Skalica—Holič—Kúty. Správa o hydrogeologickém průzkumu. Geofond, Bratislava, 1—49.

GAZDA, S. 1965: Rozpúšťacia schopnosť vody a jej význam pre tvorbu chemizmu podzemných vôd. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAZDA, S. 1966: Hydrogeochémia kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Manuskript archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAZDA, S. 1969: Hydrogeochémia Juhoslovanskej uholnej pánvy. Manuskrip-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAZDA, S. 1970: Formovanie chemizmu podzemných vôd mezozoika Západných Karpát, In Zachytávanie a využívanie krasových vôd, SVTS P. Bystrica, 39—52.

GAZDA, S. 1972: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. Hydrogeologická ročenka 1970—1971, Žilina, 122—126.

GAZDA, S. 1975: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Zborník III. celoslov. geol. konferencie, Slov. Geol. Úrad, Bratislava.

GAZDA, S. — KULLMAN, E. 1967: Ground-water genesis in quaternary reservoirs related to the solution of balance problems. Carpatho-Balkan Geological Association 8, Congress, Belegrad.

HIRNEROVÁ, J. 1975: Hydrogeochemické pomery mezozoika strednej a sv. časti Malých Karpát. Manuskript—archív Katedry geochémie PFUK. Bratislava.

HOLÉCZYOVÁ, Z. — GAZDA, S. — HORNUNG, T. — MODLITBOVÁ, O. 1968: Záhorská nížina, oblasť Cerová—Lieskové—Šajdíkove Humence. Regionálny hydrogeologický prieskum viatych pieskov. Geofond, Bratislava.

HORVÁTOVÁ, A. 1977: Štúdia čistoty vody povodia dolnej Moravy. Manuskript-archív VÚVH, Bratislava.

HRAŠKO, J. a kol. 1973: Koncepcia rozvoja a ochrany životného prostredia vo vzťahu k poľnohospodárskemu pôdnemu fondu. Manuskript-archív VÚPVR, Bratislava.
HYNIE, O. 1961: Hydrogeologie ČSSR. I Prosté vody. ČSAV, Praha 1—562.
JACKO, R. 1972: Vplyv minerálnych hnojív na zmenu kvality podzemných vôd. Manuskript—archív VÚVH, Bratislava.
JIŘELE, V. 1974: Kvalita srážkových vod na území Jihomoravského kraje. In Hydrogeologické problémy ochrany podzemních vod, ČVTS, Dům techniky Brno.
KIRSCHNER, M. — KUKULKA, Z. 1974: Vliv smyvu ze zemědelských ploch v údolní nivě řeky Moravy s hlavním zřetelem na akumulace těchto látek v nádržích sloužicích k zásobovaní obyvatel. In Vplyv chemizácie poľnohospodárstva a lesného hospodárstva na kvalitu vôd, SVTS, Bratislava.
KRIPPEL, E. — KULLMAN, E. — SABOL, A. 1967: Príspevok ku komplexnému výskumu prírodných pomerov na príklade listu Plavecký Mikuláš. Československ. ochrana prírody, 3. Obzor, Bratislava, 5—38.
KŘIVÁNEK, J. — ŠEDIVÝ, F. 1974: Problematika ochrany vod před znečisťovaním chemickými látkami ze zemědělské výroby. In Vplyv chemizácie poľnohospodárstva a lesného hospodárstva na kvalitu vôd. SVTS, Bratislava.
KULLMAN, E. 1965: Vody západných svahov Malých Karpát a ich vplyv na režim a zásoby podzemných vôd Záhorskej nížiny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E. 1965: Vzorový výpočet zásob krasových vôd SZ časti Malých Karpát. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E. 1966: Základný hydrogeologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Záverečná správa. Geofond, Bratislava.
KULLMAN, E. 1979: Hydrogeológia kvartéru a najvrchnejších častí neogénu Záhorskej nížiny. Západné Karpaty, séria hydrogeológie a inž. geológie, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E. — GAZDA, S. a kol. 1974: Základná hydrogeologická mapa 1:200 000 list Znojmo (slovenská časť). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E — PORUBSKÝ, A. — GAZDA, S. a kol. 1975: Základná hydrogeologická mapa 1:200 000 list Trnava. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KULLMAN, E. — POSPÍŠIL, P. — GAZDA, S. 1973: Základná hydrogeologická mapa 1:200 000 list Bratislava + textové vys. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
KVĚT, R. 1971: Hydrogeochemie a sedimentární geochemie vídeňské pánve. Sb. geol. věd, HIG, 8, Praha, 141—200.
LUKNIŠ, M. a kol. 1972: Slovensko. 2 Príroda. Obzor, Bratislava, 1—916.
MALÝ, M. — ŠÁLEK, J. 1974: Ochrana podzemních vod pri zatěžovaní půdy odpadními vodami. In Hydrogeologické problémy ochrany podzemních vod. ČSTS, Dům techniky, Brno.
MAYER, R. 1971: Bioelementtransport im niederschlagswasser und in bodenlösung eines wald-oekosystem. Göttinger Bodenkundliche Berichte 19, Göttingen, 1-119.
MICHALÍČEK, R. 1971: Naftová hydrogeochemie centrálně karpatského podloží vídeňské pánve. Zb. geol. vied. rada ZK, 14, Bratislava, 68—89.
MINAŘÍKOVÁ, D. 1963: Mineralogicko-petrografická charakteristika kvartérnych sedimentů jižní části Záhorské nížiny. Geologické práce, Zošit 64, Bratislava.
MINAŘÍKOVÁ, D. 1965: Sedimentárnepetrografický výzkum kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
NÉMETHYOVÁ, M. — JENDRAŠŠÁK, E. 1970: Sekule—Kúty, hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava, 1—68.
OTEPKA, J. 1967: Malina —niva Moravy, odvodnenie. Geofond, Bratislava.
PAČES, T. 1972: Chemical characteristic and equilibration in natural water-felsic rock-CO_2 system. Gochim. et Cosmochim. Acta, v. 36, 217—240.
PELÍŠEK, J. 1961: Atlas hlavních půdnich typů ČSSR. SZN + SVLP Praha-Bratislava, 1—441.

PETROVIČ, Š. a kol. 1968: Klimatické a fenologické pomery Západoslovenského kraja. HMU, Praha, 1—342.
POLÁK,R. — HAUSKRECHT, I. a kol. 1975: Zohor—Láb, hydrogeologický prieskum II. Manuskript-archív VZ. Bratislava. 1—52.
ŘÍHA, M. 1963: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu na akcii Cerová—Liesková. Geofond, Bratislava.
SLEPIČKA, J. 1970: Vliv hnojení a používaní chemických látek v rostlinné výrobě na kvalitu podzemních vod. Manuskript-archív, VUM, Praha—Zbraslav.
SLEPIČKA, J. 1974: Vliv vysokých dávek živin na kvalitu infiltrované vody. In Hydrogeologické problémy ochrany podzemních vod. Dům techniky, Brno, 180—187.
SVOBODOVÁ, V. 1974: Chemizmus drenážních vod a ztráty živin z půdy. In Hydrogeologické problémy ochrany podzemních vod. Dům techniky Brno, 202—217.
ŠÁLY, R. 1962: Hlavné typy lesných pôd na Slovensku. SAV, Bratislava, 1—233.
ŠKARDA, M. 1972: Optimálni dávky hnojiv a jejich využití kultúrnymi plodinami. In Ochrana vôd pred znečistením odpadovými látkami z poľnohospodárskej výroby. MLVH, Bratislava, 129—138.
ŠUBOVÁ, A. et al. 1973: Záhorská nížina II, Sološnická a Zohorská nádrž podzemných vôd — pitné vody. Geofond, Bratislava, 1—132.
VALJAŠKO, M. I. 1963: Genezis rassolov osadočnej oboločki. Chimija zemnoj kory, 1, Izd. AN SSSR Moskva, 253—277.
VAŠKOVSKÁ, E. 1971: Litologicko-faciálna charakteristika genetických typov kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—42.
VRÁNA, K. 1975: Hydrogeochemické pomery povodia Bystrice v Malých Karpatoch. Manuskript-archív Katedry geochémie PFUK, Bratislava.

Stanislav Gazda

Hydrogeochemical conditions of the Záhorská nížina lowland

Summary

From the formation view point of chemical composition of the Záhorská nížina lowland ground waters the following geological and hydrogeological facts are of substantial importance:

1. intense tectonic activity of subsidence character which in certain tectonic units of the area continued even in the Quaternary and conditioned the occurrence of wide quaternary depressions with specific conditions of chemical composition formation of the ground waters;
2. favourable hydrogeological properties of practically all genetical types of quaternary sediments and their complicated space distribution, enabling frequent mixing of their ground waters;
3. lithologically favourable evolution of immediate Neogene underlier (mainly Pontian and Pannonian) of Quaternary sediments and their frequent hydraulical and by it also hydrochemical relation ships;
4. complicated tectogenetical and by it also paleohydrogeological evolution of the Tertiary fill of the Vienna basin and determined and conditioned by them the different degree of infiltration degradation of relic marine waters in its individual tectonic blocks;
5. existence of salt-bearing formation in the Upper Cretaceous of the Brezovská depression and with related occurrence of the socalled „infiltration" salt brines (in the classification sense of M. I. Valjaško 1963) with mineralization 90 to 130 g/l and deposit temperatures up to 125 °C;
6. significant open and hidden surface and ground water passings of the Malé Karpaty Mesozoic into the adjoining part of the Záhorská nížina lowland.

Apart from the indicated facts the formation of hydrogeochemical condition of the studied area is significantly affected also by other primary genetical factors, among them mainly by the mineralogical-petrographical character of the rock environment, by the quantity and quality of atmospheric or surface waters entering the underground flow, by the hydrodynamic, thermodynamic or redox conditions of phase boundary rock-water, by the quantity and composition of present gaseous phase, the terrain morphology, the character of the soil cover and vegetation and the life activity of various microorganisms.

Most of the ground waters of the studied area is of vadose origin and their chemical composition is in close correlation with the mineralogical-petrographical character of the rock environment in which they form. In compliance with the genetic classification of ground waters chemism of the West Carpathians (S. Gazda 1975) these waters are ranged into the petrogenic subtype of the atmospherogenic waters and within its frame into several genetical groups (according to determining mineralization process taking place on the phase boundary rock-water). For the Malé Karpaty crystalline rocks, terrace sediments of the Morava river (Tab. 9), blown sands (Tab. 5) and non-calcareous Neogene collectors (Tab. 11) is characteristical the occurrence of sulphido-silicatogenic, in a lesser measure silicatogenic and singly also sulphidogenic waters with mineralization predominantly up to 0,2 g/l. For the carbonate complexes of the Malé Karpaty Mesozoic (Tab. 12) and piedmont sediments in the foot (Tab. 7) are typical the carbonatogenic and singly also sulphatogenic waters with mineralization predominantly 0,3 to 0,6 g/l. As determining mineralization process applies here the dissolution of carbonates also at the formation of the chemical composition of ground waters of the shallow deposited calcareous Neogene collectors (Tab. 11). Under the conditions of a deeper circulation of atmospheric waters in the Neogene sediments the occurrence of carbonatogenic waters is limited and mostly waters form at a higher mineralization (M to 2 g/l, singly even more) carbonato-hydrosilicatogenic, hydrosilicatogenic and polygenic (Tab. 11).
The exception in this sense is made by:

a) ground waters of fluvial sediments of the flood-plain surface water courses (the so-called fluviogenic waters). In comparison with the typical petrogenic waters the formation of their chemical

composition shows a series of specifics. Before all it is the fact that the main source of these waters recharge are not directly the filtering atmospheric waters but the passing into the alluvia surface or slope waters of varied, in time and space of changing mineralization and even chemical composition. Further on it is the close hydraulic connection of fluviogenic waters with the surface flow and its changes in time and space (surface flow as a source or a drainage of ground waters) and the existence of the more or less independent currents of these waters parallel with the flow. Due to the hydrodynamical action of these currents the filtering surface waters or the passing slope waters are led into the direction given by the vector addition of the acting forces and intermix gradually with the marginal and then also with the other water currents. The chemical composition of fluviogenic waters is therefore formed more by water-mixing of varied mineralization and composition than by mineralization processes taking place in the system alluvia water. As a result of such genetic conditions characteristical is the space variability of mineralization and chemical composition of fluviogenic waters. For example, in the fluviogenic waters of the Morava river the mineralization ranges within 0.1 to 1.7 g/l, A_2 within the limit of 20 to 90 mval %, $S_2(SO_4)$ within the limit of 0 to 65 mval %, etc.

b) hypogene waters of the Vienna Basin Neogene and of its Mesozoic underlier which from the genetical view point are represented predominantly in varied degree by infiltration, biogenic or petrogenic metamorphosed marinogenic (relic sea) waters. For the vertical profile of the Vienna Basin Neogene sediments characteristical is more or less the joint transition of the ground water chemical composition from the Ca-HCO_3 type through the Na-HCO_3 type down to the Na-Cl type at a simultaneous significant increase of their mineralization. This common hydrochemical zonality which in the Basin individual tectonical blocks has a significant development differently modified (mainly what concerns the depth reach of low mineralized waters of the Ca-HCO_3 or Na-HCO_3 type) is illustratively documented by Tab. 4. The origin of this zonality corresponds partly with the changes of redox and thermodynamical and partially also hydrodynamical conditions of flow with depth and with their variously significant positive or negative influence on the water dissolution power, solubility of minerals and the course of mineralization processes, partly with the decreasing degree of infiltration degradation of relic sea waters with the depth.

Hydrogeologically the most significant and hydrogeochemically the most interesting part of the Záhorská nížina lowland is the Zohorsko-plavecká depresia depression, bordering in a wide strip practically the entire NW boundary of the Malé Karpaty Mts. As against the mountain range it is delineated approximately by the parallel marginal the Litava fault, against the lowland by the system of the Láb-Plavecký Štvrtok faults and by the Láb-Lakšárska Nová Ves elevation strip behind it. The lateral Lakšárska Nová Ves fault of NW/SE strike divides the depression into two parts: one around Zohor to the SW and another around Plavecké Podhradie to the NE. In the second part which towards the end of the Neogene was already stabilized in the Sarmatian overlier sediments and of the Pannonian there formed only thin alluvial cones or fluvial sediments of the water courses of the Malé Karpaty. The first part of the depression is filled with considerable thicknesses of rich aquiferous Quaternary sediments and cross elevations of the Neogene underlier divided into three portion depressions of the ground water reservoir: the Sološnica, the Pernek and the Zohor-Marchegg depression. Evaluation of existing hydrogeological and hydrochemical facts has shown that the formation of dynamic reserves and of the chemical composition of ground waters of these reservoirs is a complicated process in which with varied portion (in time and space) participate not only ground waters of all genetic types of the Quaternary sediments, but also ground waters of their Neogene underlier and Mesozoic of the adjacent part of the Malé Karpaty mountains. With regard to the fact that the chemical composition of these waters is known and sufficiently contrasting, it was possible to make hydrochemical balances of dynamic reserves of the mentioned reservoirs and confront the obtained results with the results of hydrological balances prepared by E. Kullman (1979).

From the hydrogeochemical map (Fig. 4), drawn on the basis of existing documents (Tab. 16) it is evident that there is an expressive space differentiation of the ground waters chemical composition of the Sološnica reservoir. Part of the reservoir adjacent to the Malé Karpaty mountain range is under the

influence of higher mineralized (M 0.4 to 0.6 g/l) carbonatogenic waters, forming in the Malé Karpaty Mesozoic and entering the reservoir through the piedmont sediments. The N part and in a lesser measure also the W part of the reservoir are characterized by low mineralized (M around 0,1 g/l) silicatogenic or sulphido-silicatogenic waters forming in the blown sands under the conditions of shallow circulation the atmospheric waters. Both these types of ground waters flow towards the Rudava river where they mix in a relatively narrow zone. The ratio of their mixing was calculated by means of the known Rudava waters mineralization at the level of their emergence from the reservoir (Tab. 17). On the basis of found mixing ratio and known dynamic reserves of ground waters of the reservoir were then quantitatively expressed by the amounts of water resources and the inflow of the Malé Karpaty waters to the reservoir calculated (Tab. 18) For this calculation the following data were used: total dynamic resources of the reservoir detected by the hydrologic balance — 437,3 l/s; the hidden ground water inflow from the Lakšáre elevation — 27,3 l/s (under the assumption that the mineralization of these waters is similar or only little higher than the blown sands ground water); the total surface of the reservoir — 85.5 km^2; the area of the reservoir with the piedmont sediments on the surface or shallow under the surface — 44.6 km^2; the average mineralization of the blown sands ground waters — 92,85 mg/l (n=40); the average mineralization of ground and surface waters of the adjacent part of the Malé Karpaty mountains and of the piedmont sediments ground waters — 491.75 mg/l (n=55): the water mineralization of the Rudava at the outflow from the reservoir in the balanced period — 345.3 mg/l. The obtained results were verified by calculation starting from the value of ground water specific run-off (Tab. 19). To the found water mineralization of the Rudava in the balanced period corresponded the value of specific run-off about 3.3 l/s/km^2 (detected by hydrological methods the value was 3.6 l/s/km^2). The results of both balance calculations corresponded very well and documented that in the formation of ground water dynamic reserves of the Sološnica reservoir participate directly the infiltration atmospheric waters by the portion 278—282 l/s, i. e. about 63.5 to 64.5 % and the hidden inflow of the Malé Karpaty waters by the portion 128 to 132 l/s, i. e. about 29 to 30 %. These values correspond well with the results of the hydrologic balance, according to which the part of atmospheric waters forms about 71 % and the part of the Malé Karpaty waters about 23 %.

Similar methodic procedure was successfully applied also in the case of the Pernek reservoir (Tab. 21) or in setting up the balance of the Rudava river in the Prievaly-Plavecký Mikuláš sector (Fig. 2) for the purpose of verifying the outflows hydrological balance from the NE part of the blown sands central zone (Tab. 13 and 14). The results of the hydrochemical outflow balance of the Rudava river under various climatic and hydrological conditions documented a considerable variability of water resources balance relationship and this not only in the various hydrological years, but even within their frame. This variability will obviously apply also in the formation of ground water dynamic resources in the Sološnica and Pernek reservoirs. In the case of the Zohor-Marchegg reservoir (Fig. 5, Tab. 22) which continues into Austria and has complicated recharge condition of ground water resources (besides directly filtering atmospheric waters and entering the reservoir of the Morava fluviogenic waters, the Malé Karpaty waters and the Pernek reservoir waters participate also the Neogene uderlier ground waters — mainly of the Pontian which is richly aquiferous and forms with the Quaternary a unified hydrogeological unit), the hydrochemical balance could not be applied. The principal cause was a lack of informations on the chemical composition of ground waters emerging from the reservoir (drainage to the Morava river).

From the secondary genetic factors forming the chemical composition of ground waters, closely connected with man's activity, mainly gaseous and solid exhalation, municipal and industrial waste waters and agricultural production apply in the studied area. These resources are specified and quantified in detail and their hydrochemical influence completed by concrete examples in this paper. For example, the chemical plant in Senica produces yearly about 2,85 ml.m^3 of highly mineralized waste waters with high sulphate contents. These waters by the Teplica brook flow into the Myjava river and are the main source of practically commonly present increased contents of sulphates (up to 250 mg/l) in the ground waters of the lower part of its flood-plain. A systematic study underwent also the chemical composition of atmospheric waters (Tab. 24), mainly of the winter precipitations (snow) which are determining from the recharge view

point of ground waters. It was found that they were water solutions of a complicated composition (predominantly of the NH_4-Ca-Cl-SO_4 type) with 0,02 to 0,06 g/l mineralization, with an expressive representation of components reflecting an anthropogenic pollution of the atmosphere. The total atmospheric fall of salts in the studied area ranges from 25 to 45 t/km^2/year. The hydrochemical influence of atmospheric waters applies with a particular expression in low mineralized waters of the blown sands and shallow debris or fissure-debris flows in the crystalline rocks of the Malé Karpaty mountains in which the salt portion of atmospheric origin may amount up to several tens of % of their total mineralization.

Explanations of text-figures 1—5

Fig. 1 Phase diagram of Na_2O-H_2O-Al_2O_3-SiO_2 system.

Fig. 2 Hydrogeochemical conditions in the Kúty reservoir of ground water: 1 — water with mineralization 0,1—0,35 g/l; 2 — water with mineralization 0,35—0,6 g/l; 3 — water with mineralization 0,6—0,85 g/l; 4 — direction of streams and outflows in to the reservoir; 5 — reservoir boundary

Fig. 3 Genetic types of ground water in the northeastern part of the Záhorská nížina lowland and their mutual relationships
1 — carbonatogenic water of the Mesozoic in the Malé Karpaty mountains and of proluvial sediments in the piedmont benchland (M=0,4—0,7 g/l; type=A_2 S_2 S_1)
2 — prevalently carbonatogenic water in Neogene sediments of theLakšár elevation (M=0,2—0,6 g/l; type=A_2 S_1 S_2 or A_2 S_1 A_1)

3 — silicatogenic water in the northeastern part of the central zone of blown sands (M=0,05—0,15 g/l; prevalently an intermediary type $A_2-S_2(SO_4)$)
4 — fluviogenic water of the Myjava river flat (M=0,5—0,8 g/l; type A_2 S_2 S_1)
5 — river flat of torrent courses of the rivers Rudava and Myjavka-the zone of mixing of the genetic types 1 and 3
6 — springs
7 — hydrogeological bore holes
8 — hydrometric profiles or weirs
9 — water sampling places out of hydrometric profiles or weirs
10 — boundary of the Sološnica reservoir of ground water

Fig. 4 Hydrogeochemical conditions in the Sološnica reservoir of ground water
1 — higher mineralized water (M=0,4—0,6 g/l) of markedly calcium-bicarbonate type (A_2>70 mval %), genetically associated, with the Mesozoic of the Malé Karpaty mountains and flowing in the reservoir through proluvial sediments
2 — low-mineralized water (M varying around 0,1 g/l) of indistinctly calcium-bicarbonate type (A_2<70 %), genetically associated with blown sands
3 — zone of mixing of waters genetic types 1 and 2
4 — hydrogeological bore holes
5 — reservoir boundary

Fig. 5 Hydrogeochemical conditions of the Zohor-Marchegg resevoir of ground water
1 — outflow from the Pernek reservoir (M=0,1—0,2 g/l; A_2 50—70 mval %)
2 — water of the Malé Karpaty mountains flowing in the reservoir through proluvial sediments (M=0,3—0,4 g/l; A_2 70—90 mval %)

3 — a product resulting from mixing of waters of the Pernek reservoir and of the Malé Karpaty (M=0,2—0,3 g/l; A_2 70—80 mval %)
4 — stream of water penetrating from the upper part of the reservoir, partially mineralized owing to contact with rocks of Quaternary filling (M=0,3—0,4 g/l; A_2 80—85 mval %
5 — a stream of water penetrating into the reservoir from the Morava river flat (M=0,4—0,6 g/l; A_2 50—70 mval %)
6 — a product of mixing of waters flowing from the upper part of the reservoir with fluviogenic water of the Morava river (M=0,4—0,5 g/l; A_2 70—75 mval %)
7 — water of Neogene sediments and or mixed water of Quaternary and Neogene sediments (M=0,4—0,5 g/l; indistinct A_2 type with A_1 present)

Translated by E. Bleho.

Станислав Газда

Гидрогеохимические условия Загорской низменности

Резюме

Существенное влияние на образование химического состава подземных вод Загорской низменности имеют следующие геологические и гидрогеологические факты:

1. интенсивная тектоническая деятельность продолжавшаяся на некоторых участках территории и в четвертичное время и обусловившая возникновение обширных четвертичных депрессий со специфическими условиями образования химического состава подземных вод;
2. благоприятное гидрогеологические свойства почти всех генетических типов четвертичных отложений и их сложное распространение в пространстве, что часто делает возможным смешение их подземных вод;
3. благоприятний литологический характер непосредственно залегающего неогенового основания (главным образом понта и паннона) четвертичных отложений и их частая гидравлическая и, следовательно, гидрохимическая взаимосвязь;
4. сложный тектоногенетический, а, следовательно, и палеогидрогеологический характер третичного выполнения Венского бассейна, который обусловливает различную степень инфильтрационной деградации реликтовых морских вод в отдельных тектонических блоках;
5. существование соленосной формации в верхнем меле брезовской депрессии и связаное с ней образование так называемих инфильтрационных рассолов (в смысле классификации М. И. Валяшка 1963) с минерализацией 90–130 г/л и температурами в местонахождениях до 125 °C;
6. значительные явные и скрытые притоки поверхностных и подземных вод, главным образом из мезозойских пород Малых Карпат в прилегающую часть Загорской низменности.

Помимо приведенных фактов на гидрогеохимические условия исследованной области оказыли значительное влияние и такие первичные генетические факторы, как минералогический и петрографический характер горных пород, количество и качество атмосферных осадков и поверхностных вод, входящих в подземную циркуляцию, гидродинамические, термодинамические и окислительно-восстановительные условия фазовой границы горная порода – вода, количество и состав присутствующей газообразной фазы, морфология местности, характер почвенного покрова и растительности, жизнедеятельность различных микроорганизмов.

Большая часть подземных вод исследованной области вадозного происхождения, и их химический состав находится в тесной связи с минералогическим и петрографическим характером горных пород, в которых они формируются. В соответствии с генетической классификацией подземных вод Западных Карпат (С. Газда 1975) мы относим эти воды к петрогенному подтипу атмосферогенных вод, и в его рамках к нескольким генетическим группам (в зависимости от главного процесса минерализации, протекающего на границе фаз горная порода – вода). Для кристаллических пород Малых Карпат, отложений террас реки Моравы (табл. 9), эоловых песков (табл. 5) и неизвестковых коллекторов неогена (табл. 11) характерно наличие сульфидо-силикатогенных, в меньшей мере силикатогенных, в единичных случаях сульфидогенных вод, минерализация которых составляет обычно до 0,2 г/л. Для карбонатных комплексов мезозоя Малых Карпат (табл. 12) и пролювиальных отложений их склонов (табл. 7) типичны карбонатогенные, в единичных случаях сульфатогенные воды, минерализация которых преимущественно 0,3–0,6 г/л. Решающим процессом минерализации является растворение карбонатов, и в случае подземных вод известковых коллекторов неогена, залегающих на небольшой глубине (табл. 11). В условиях более глубокой циркуляции атмосферных осадков в неогеновых отложениях образование карбонатогенных вод ограничено, возникают преимущественно более минерализованные воды (М до 2 г/л, иногда и больше) карбонато-гидросиликатогенные, гидросиликатогенные и полигенные (табл. 11).

Исключениями в этом отношении являются:

а) грунтовые воды аллювиальных отложений пойм поверхностных водотоков (так называемые аллювиогенные воды). По сравнению с типичными петрогенными водами образование их химического состава носит ряд специфических черт. Прежде всего это факт, что источником пополнения этих вод не является прямая инфильтрация атмосферных осадков, а проникающие через аллювиальные отложения поверхностные воды или воды прилегающих склонов, минерализация и химический состав которых изменяются во времени и пространстве. Затем это тесная гидравлическая связь аллювиогенных вод и поверхностного водотока, изменения этой связи во времени и пространстве поверхностный водоток как область питания или дренирования (подземных вод) и существование более или менее независимых течений этих подземных вод параллельных водотоку. В результате гидродинамического действия етих течений инфильтрирующиеся поверхностные воды или воды, проникающие со склонов, текут в направлении, определенном векторнальным сложением действующих сил и постепенно смешиваются с водами окраинных, а потом и более отдаленных течений. Следовательно, химический состав аллювиогенных вод является скорее результатом смешения вод разной минерализации и разного состава, чем результатом процессов минерализации, происходящих в системе аллювияльные наносы – вода.Вследствие этого характерной чертой является изменчивость в пространстве минерализации и химического состава аллювиогенных вод. Так например, минерализация аллювиогенных вод реки Моравы колеблется в пределах 0,1–1,7 г/л, A_2 в пределах 20–90 mval%, $S_2(SO_4)$ в пределах 0–65 mval% и т. д.

б) глубинные воды неогена Венского бассейна и его мезозойского основания являются с генетической точки зрения мариногенными (реликтовыми морскими) водами в различной степени метаморфизованными инфильтрационно, биогенно или петрогенно. В вертикальном разрезе неогеновых отложений Венского бассейна характерен более или менее непрерывный переход химического состава подземных вод от типа Ca—HCO_3 через тип Na–HCO_3 к типу Na–Cl при одновременном значительном повышении минерализации. Эта общая гидрохимическая зональность, имеющая различное, развитие в отдельных тектонических блоках бассейна (особенно в отношении глубыны, на которой находятся слабоминерализованные воды типа Ca–HCO_3 и Na–HCO_3), наглядно представлена в таблице 4. Возникновение этой зональности связано с одной стороны с изменениями окислительно-восстановительных, термодинамических и отчасти гидродинамических условий с глубиной и их разным положительным или отрицательным влияниям на способность воды растворят, на растворимость минералов или интенсивность процессов минерализации, с другой стороны с понижением степени инфильтрационной деградации реликтовых морских вод с глубиной.

Наиболее значительной и интересной в гидрогеологическом отношении частью Загорской низменности является зогорско-плавецкая депрессия, которая обрамляет в виде широкой полосы весь северо-западный край Малых Карпат. От гор ее отделяет приблизительно параллельный им литавский разлом, от низменности – система лабско-плавецких разломов, за которой расположена лабско-лакшарская полоса поднятия. Поперечний лакшарский разлом направления СЗ–ЮВ разделяет депрессию на две части: зогорскую на юго-западе и плавецкую на северо-востоке. В последней, уже стабилизированной в конце неогена, на отложениях сармата и паннона лежат только слабо развитые конусы выноса и аллювиальные наносы карпатских водотоков. Зогорская часть выполнена чрезвычайно мощными водоносными четвертичными отложениями. Поперечные поднятия делят ее на три частных депрессии являющихся резервуарами подземных вод: солошницкая, пернецкая и зогорско-мархегская. Комплексное рассмотрение существующих гидрогеологических и гидрохимических данных показало, что образование динамических запасов и химического состава подземных вод этих резервуаров является сложным процессом, в котором в разной степени (во времени и пространстве) участвуют не только подземные воды всех

генетических типов четвертичных отложений, но и подземные воды их неогенового основания и мезозоя примыкающей части Малых Карпат. Так как химический состав известен и достаточно контрастен, можно было составить гидрохимический баланс динамических запасов упомянутых выше резервуаров и сопоставить полученные результаты с результатами гидрологического баланса, приводимыми Е. Куллманом (1980).

На гидрогеологической карте (рис. 3), составленной на основании имеющихся данных (табл. 16), ясно видна четкая пространственная дифференциация химического состава вод солошницкого резервуара. Часть резервуара прилегающая к Малым Карпатам, находится подвлиянием более сильно минерализованных (М 0,4–0,6 г/л) карбонатогенных вод, образующихся в мезозое Малых Карпат и поступающих в резервуар через пролювиальные отложения. Северная и отчасти западная части резервуара характеризуются наличнем слабоминерализованных (М около 0,1 г/л) силикатогенных и сульфидо-силикатогенных вод, формирующихся в эоловых песках в условиях неглубокой циркуляции атмосферных осадков. Оба типа подземных вод направляются к реке Рудаве, где смешиваются в довольно узкой зоне. Отношение их смешения было высчитано на основании известной минерализации вод р. Рудавы на уровне ее выступления из резервуара (табл. 17). Полученное соотношение смешивания и известные динамические запасы подземных вод резервуара позволили потом выразить количества вод источников и высчитать скрытый приток малокарпатских вод в резервуар (табл. 18) При вычислении мы исходили из следующих предположений: общие динамические запасы резервуара, установленные гидрологическим балансом 437,3 л/сек, скрытый приток подземных вод из лакшарского поднятия 27,3 л/сек (предполагается, что минерализация этих вод одна и таже или немного больше, чем подземных вод эоловых песков), общая площадь резервуара 85,5 км^2, площадь резервуара с пролювиальными отложениями на поверхности или на небольшой глубине под поверхностью 44,6 км^2, средняя минерализация подземных вод эоловых песков 92,85 мг/л (n=40), средняя минерализация подземных и поверхностных вод прилегающей части Малых Карпат и подземных вод пролювиальных отложений 491,74 мг/л (n=55), минерализация вод р. Рудавы при выступлении из резервуара в период составления баланса 345,3 мг/л. Полученные результаты были проверенны вычислением, основанным на величине специфического оттока подземных вод (табл. 19). Определенной минерализации вод р. Рудавы в период составления баланса соответствовала величина специфического оттока приблизительно 3,3 л/сек/км^2 (гидрологические методы дали величину 3,6 л/сек/км^2). Результаты обоих вычислений баланса находятся в хорошем соответствии и показывают, что в образовании динамических запасов подземных вод солошницкого резервуара просачивающиеся атмосферные осадкы принимают прямое участие долей в 278–282 л/сек, т. е. около 63,5–64,5 %, скрытый приток малокарпатских вод долей 128–132 л/сек, т. е. около 29–30 %. Эти величины соответствуют результатам гидрологического баланса, согласно которому доля атмосферных осадков составляет около 71 %, а доля малокарпатских вод около 23 %

Тот же метод вычисления был успешно применен к пернецкому резервуару (табл. 21) и при составлении баланса дебыта р. Рудавы на участке Приевалы-Плавецкий Микулаш (рис. 2), произведенном для проверки гидрологического баланса оттока из северо-восточной части эоловых песков (табл. 13, 14). Результаты гидрохимического баланса дебита р. Рудавы при различных климатических и гидрологических условиях свидетельствуют о значительной изменчивости соотношений в балансе питающих вод не только в отдельных гидрологических водах, но и в их рамках. Такая изменчивость несомненно имеет место и при образовании динамических запасов подземных вод солошницкого и пернецкого резервуаров. Что касается зогорско-мархегского резервуара (рис. 4, табл. 22), который распространяется и в Австрию, надо сказать, что гидрохимический баланс не мог быть применен. Причиной являются сложные условия пополнения запасов подземных вод (наряду с прямо просачивающимися атмосферными осадками и поступающими в резервуар аллювиогенными водами реки Моравы, водами малокарпатского массива и водами пернецкого резервуара в нем участвуют и воды подстилающего неогена, в частности понта, который

отличается хорошей водоносностью и составляет общий гидрогеологический комплекс вместе с четвертичными отложениями) и недостаток данных о химическом составе подземных вод, виходящих из зогор-марх. резервуара (сток в реку Моравы).

Второстепенными генетическими факторами влияющими на химический состав подземных вод, связанными с жиснедеятельностью человека, в исследованной области, являются главным образом газообразные и твердые эмисии, коммунальные и промышленные сточные воды, а также сельскохозяйственное производство. В настоящей работе эти источники подробно разобраны, выражены количественно, их гидрохимическое влияние обосновано конкретными примерами. Так, например, приведено, что химические заводы в г. Сеница ежогодно выпускают около 2.85 млн куб. метров высокоминерализованных сточных вод, содержащих большое количество сульфатов. Попадая в ручей Теплица, эти воды вливаются в реку Мораву и являются главным источником обычного повышенного содержания сульфатов (до 250 мг/л) в подземных водах нижней части ее поймы. Систематически изучался и химический состав атмосферных осадков (табл. 24), особенно зимних (снега), которые имеют решающее значение для пополнения запасов подземных вод. Констатировано, что мы имеем дело с водными растворами сложного состава (преимущественно типа $NH_4 - Ca - Cl - SO_4$) с минерализацией 0,02–0,06 г/л и с наличием четко выраженых компонентов, свидетельствующих об антропогенном загрязнении атмосферы. Общее атмосферное выпадение солей в исследованной области колеблется в пределах от 25 до 45 т/км^2/год. Гидрохимическое влияние атмосферных осадков особенно ясно проявляется у слабоминерализованных вод эоловых песков и вод, кругооборот которых происходит неглубоко в осыпях и дислокациях кристаллических пород Малых Карпат. В этом случае доля солей атмосферного происхождения может составлять несколько десятков процентов общей минерализации подземных вод.

Перевод: Д. Андрусова.

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 2, s. 193—229, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1980

551.49 (437.64)

Ladislav Škvarka

Hydrogeologické pomery Žiarskej kotliny

7 obr. v texte, anglické a ruské resumé

Abstract. The author deals with hydrogeological conditions in the Žiarska kotlina depression. It is a tectonically incised depression filled with volcanic – limnic sediments. Their thickness ranges up to 2000 m. The depression is surrounded by mountain ranges built of volcanic rocks. The marginal parts of the depression with tectonically affected volcanic rocks are most aquiferous.

Úvod

Narastajúca potreba pitných a úžitkových vôd kladie vysoké nároky na zhodnotenie perspektívnosti všetkých oblastí Slovenska z hľadiska výskytu podzemných vôd, ich kvality a ochrany.

Jednou z oblastí, ktorej sa v posledných rokoch venuje zvýšená pozornosť, je oblasť budovaná vulkanickými horninami, chudobnými na prirodzené pramene väčších výdatností. Predložená práca podáva súbor doterajších poznatkov o hydrogeologických pomeroch Žiarskej kotliny, ktorá je obklopená pohoriami, budovanými vulkanickými horninami, a to pohorím Vtáčnik, Kremnické vrchy a Štiavnické vrchy. Jej výplň tvorí vulkanicko-sedimentárny komplex hornín rôzneho litologického a petrografického zloženia.

Práca vychádza zo zhodnotenia súčasných poznatkov o geologickej stavbe a hydrogeologických pomeroch, ktoré boli doplnené vlastným terénnym a laboratórnym výskumom, pričom jednotlivé štruktúry boli overené hydrogeologickými vrtmi. Jej cieľom je podať základné hydrogeologické zhodnotenie územia, vymedziť najpriaznivejšie štruktúry z hľadiska možnosti akumulácie podzemných vôd a poukázať na možnosť získania nových zdrojov podzemných vôd a zhodnotiť ich kvalitu.

Územie Žiarskej kotliny predstavuje tektonicky zaklesnutú depresiu vyplnenú vulkanicko-jazernými sedimentmi. Má mierne zvlnený pahorkatinový reliéf s priemernou nadmorskou výškou 300 m. Tvar kotliny je trojuholníkový, postupne sa rozširuje od Žarnovice k Žiaru nad Hronom. Priemerný úhrn zrážok pre stanicu

RNDr. L. Škvarka, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Tabuľka 1

Charakteristické hydrogeologické údaje o tokoch

Názov toku	Miesto	Plocha povodia v km^2	Priemerné ročné hodnoty					Minimálny špecifický odtok $l.s^{-1}.km^{-2}$
			zrážky	straty	odtok	koefic. odtoku	špecif. odtok $l.s^{-1}.km^{-2}$	Minimálny prietok $m^3.s^{-1}$
			v mm					
Hron	Zvolen	1982,3	973	483	490	0,50	15,54	30,8	2,1
Hron	Nová Baňa	3871,6	896	489	407	0,45	12,91	50,0	2,1
Rudnica	ústie	82,8	875	494	381	0,44	12,08	1,0	3,1
Lutilský potok	pod Kosorínskym potokom	83,1	925	492	433	0,47	13,72	1,14	3,6
Teplá	ústie	46,07	792	504	294	0,37	9,53	0,43	2,3
Klak	ústie	132,3	916	492	424	0,46	13,43	1,78	3,5

Hliník nad Hronom za roky 1901—1950 je 711 mm. Zrážkové maximá sú viazané na máj až júl. Najchudobnejšie na zrážky sú mesiace január až marec. Podľa J. Tomlaina (1965) priemerné úhrny výparu pre oblasť Žiarskej kotliny sa pohybujú okolo 450—500 mm. Územie je odvodňované riekou Hron, pretekajúcou južným okrajom kotliny v severovýchodnom-juhozápadnom smere. Od Zvolena po Žiar nad Hronom preteká Hron cez vulkanické horniny úzkym údolím západného smeru. V oblasti Žiaru nad Hronom sa údolná niva rozširuje a miestami dosahuje šírku až 2 km. Ďalej sa stáča jz. smerom, čo podmieňuje predovšetkým tektonické faktory. Priemerný prietok Hrona v Rudne nad Hronom je 50,0 $m^3.s^{-1}$. Priemerná ročná teplota vzduchu je 8—9 °C. Územie je odvodňované sieťou potokov do rieky Hron. Charakteristické hydrologické údaje o tokoch sú obsiahnuté v tab. 1.

Rozsiahlejší výskum oblasti Žiarskej kotliny robil R. Kettner (1923—1928) s cieľom overiť možnosti pokračovania handlovských uhoľných slojí do Žiarskej kotliny. Na základe terénneho výskumu vyslovil názor, že Žiarska kotlina je vyplnená zväčša hrubozrnnými sedimentmi, zlepencami, štrkmi a vulkanickým materiálom. Usudzoval, že andezitové erupcie sú staršie ako sedimentárna výplň Žiarskej kotliny a treťohorná výplň je mladšia ako uhľonosné vrstvy Handlovskej kotliny. Ich ekvivalent leží hlbšie. J. Seneš (1955) hodnotí litologický charakter výplne kotliny na podklade výsledkov vrtu K—1 Kríž, ktorý dosiahol hĺbku 1002,2 m. Zistil, že sedimentárna výplň kotliny je tvorená prevažne pelitickými

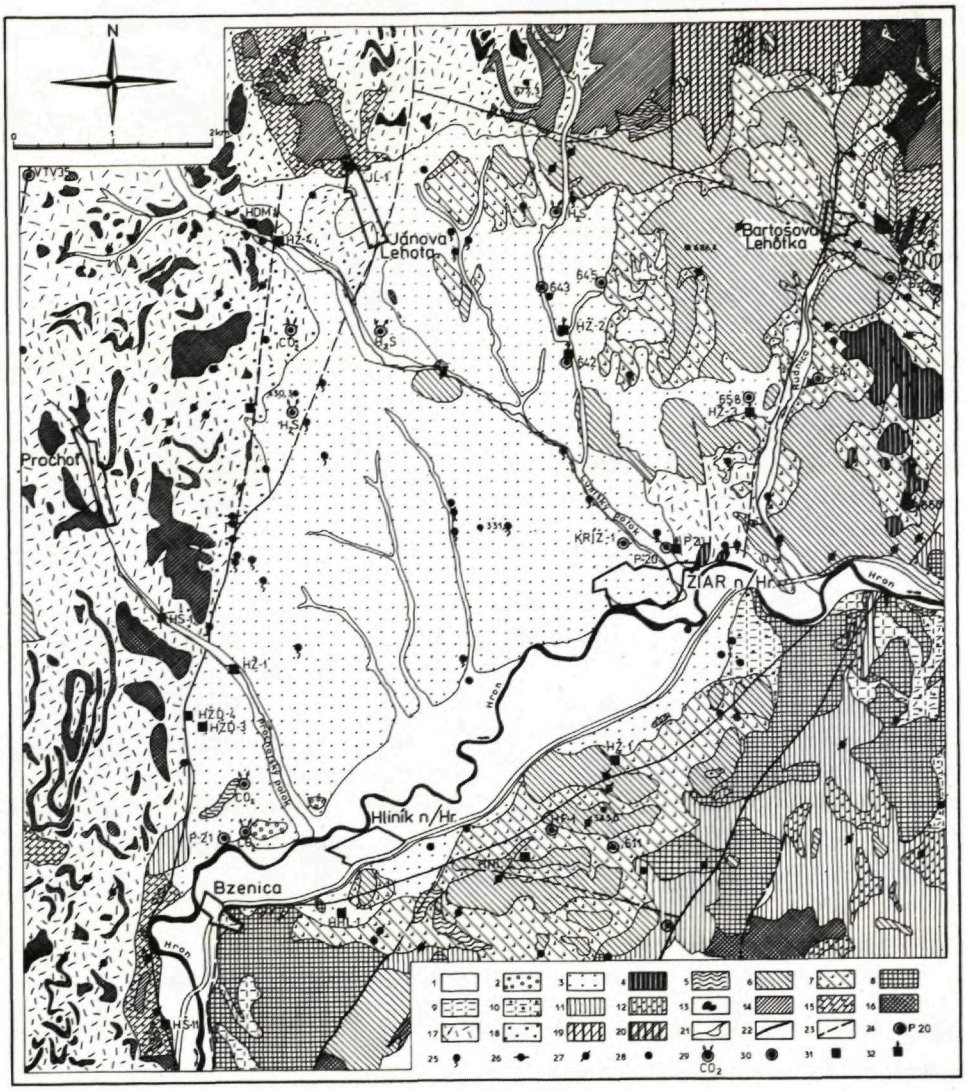
sedimentmi, ktoré sa striedajú s tufmi a tufitmi. Sú to prevažne sedimenty jazerného pôvodu.

Zásadne rozdielny názor na vznik Žiarskej kotliny ako R. Kettner (1923—1928) vyslovil J. Slávik (1960). Sedimenty Žiarskej kotliny považoval za ekvivalent uhľonosného súvrstvia handlovskej a nováckej panvy, a to na podklade poznatkov z vrtu Trubín—1, kde v podloží limnokvarcitov bolo zachytené 450 m hrubé súvrstvie ílov s uhoľnými slojmi bez vulkanického materiálu. Vylučuje možnosť tektonického prepadu Žiarskej kotliny po nadložnom vulkanizme Vtáčnika. Vyslovil názor, že prelomenie Žiarskej kotliny prebiehalo v tom istom čase ako zlomová tektonika na handlovskom a novákom uhoľnom ložisku.

M. Pulec (1966) na základe vrtných prác vyčlenil šesť častí vulkanicko-sedimentárneho komplexu Žiarskej kotliny, ktoré vekove zaradil od vrchného bádenu po pliocén. Vyčlenil:

1. podložné ryolity a ich tufy,
2. piesčito-ílovité súvrstvie s podradným zastúpením pyroklastického materiálu,
3. súvrstvie s prevahou ryodacitových a ryolitových tufov a tufitov,
4. súvrstvie s prevahou andezitových tufov a tufitov,
5. limnokvarcity s ryodacitmi a bentonitmi,
6. štrkopiesčité súvrstvie.

Ryolity a ryolitové tufy v podloží sedimentárnej výplne kotliny priraďuje k II. ryolitovej fáze. Sedimenty piesčito-ílovitého súvrstvia s podradným zastúpením vulkanogénneho materiálu sa vyskytujú iba vo vrtoch K–1 od hĺbky 841,6 m a vo vrte Trubín—1. Spodnú časť súvrstvia tvoria zlepence, tufitické pieskovce a tufity, ktoré vyššie prechádzajú do svetlosivých ílov, aleuritických ílov s hojnými zuhoľnatenými rastlinnými zvyškami a tufitickými pieskovcami s polohami lignitického uhlia. Až do hĺbky 407,2 m je podradné zastúpenie pyroklastického materiálu (I. Krystek 1960). V nadloží vystupuje súvrstvie s prevahou ryodacitových a ryolitových tufov a tufitov s hojnými pemzami, ktoré sa striedajú s ílmi a zlepencami s vysokým obsahom terigénneho materiálu. Bázicita vulkanizmu smerom do nadložia vzrastá, ryolitové tufy prechádzajú do andezitových. Po ukončení andezitového vulkanizmu dochádza k aktivite ryolitového vulkanizmu. V Žiarskej kotline je zastúpený v podobe tufov a tufitov. V severnej a severozápadnej časti Žiarskej kotliny sa nachádzajú limnokvarcity, ktoré sa striedajú s polohami ryolitových tufov a tufitov. Limnokvarcity vznikli z termálnych roztokov obohatených o kyselinu kremičitú ako produkt povulkanickej činnosti; SiO_2 sa vyzrážal v jazernom prostredí a limnokvarcity šošovkovitého tvaru vystupujú na veľkej ploche. Často v nich nachádzame prekremenené zvyšky vodných rastlín. Sedimentácia v Žiarskej kotline je ukončená štrkovo-piesčitým súvrstvím s častým krížovým zvrstvením. Valúny sú tvorené pyroxenickým, pyroxenicko-amfibolickým andezitom, menej časté sú ryolity, limnokvarcity, kremence a kryštalické bridlice. Časté sú v nich polohy ílov a pieskovcov, najmä v západnej časti. Smerom na juh pozvoľne pribúda ryolitový materiál. J.



Obr. 1 Hydrogeologická mapa Žiarskej kotliny. Zostavil L. Škvarka s použitím podkladov J. Forgáča a V. Böhma

Fluviálne sedimenty: 1 — riečne štrkopiesky prikryté náplavovými hlinami v alúviu Hrona, hrúbka sedimentov 5—10 m, výdatnosť vrtov do 5,0 l/s, ojedinele okolo 10 l/s. Prítoky rieky Hron — Zahlinené štrkopiesky s výdatnosťou vrtov do 2 l/s. 2 — riečne terasy — zahlinené štrkopiesky s výdatnosťou do 2 l/s na vrt.

Neogénne sedimenty kotliny: 3 — sedimenty neogénu vcelku. Striedanie ílov s tufmi, tufitmi, piesčitými sedimentmi a polohami limnokvarcitov, ojedinele zahlinené štrkopiesky. Výdatnosť vrtov do 5,0 l/s, ojedinele i viac. V okrajových oblastiach kotliny artézske prietoky 1—2,0 l/s z vulkanických tufov a tufitov a piesčitých sedimentov.

Gašparik — E. Planderová (1970) zastávajú názor, že napriek ich nepatrnej vzdialenosti nie je možné navzájom korelovať sedimenty Žiarskej kotliny so sedimentmi Handlovsko-nováckej kotliny. Sedimentácia v týchto kotlinách neprebiehala súčasne, i keď sedimentačné podmienky boli približne rovnaké. V celej Žiarskej kotline sa nenašli živočíšne zvyšky, podľa ktorých by ju bolo možné jednoznačne stratigraficky rozčleniť. Pelitické sedimenty s polohami tufiticko-piesčitých sedimentov považujú za vrchnobádenské. V období sarmatu bola Žiarska kotlina suchou zemou a v panóne sa prehradením kotliny vulkanickou činnosťou vytvorili jazerné bazény, v ktorých sa usadili aj limnokvarcity. Žiarska kotlina predstavuje najhlbšiu priekopovú depresiu v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Vznik kotliny je podmienený tektonickými zlomovými líniami severovýchodno-juhozápadného smeru až severo-južného smeru. Počas postupnej subsidencie bol do nej z okolitých pohorí splavovaný materiál rozrušený eróziou.

Tektonické pochody podmienili vyzdvihovanie alebo klesanie jednotlivých tektonických krýh, čím sa vytvorila zložitá hrasťovo-priekopová stavba. Subsidenčnými pochodmi vznikli depresie, vyzdvihovaním chrbty, z ktorých bol splavovaný materiál, takže na mnohých miestach došlo k obnaženiu starších predneogénnych súvrství postihnutých výraznou alpinotypnou tektonikou. Hraste sú od depresie oddelené sústavou zlomových línií, ktoré majú u skalných hornín zvýšenú puklinovitosť a zlepšené filtračné vlastnosti skalného masívu. Na západnej strane žiarska depresia hraničí s Handlovským chrbtom, ktorý v podloží neovulkanitov predstavuje úzku spojnicu medzi Tribčom a Malou Fatrou. Hĺbka podložia sa pohybuje medzi 300—600 m. (O. Fusán a kol. 1969). Na styku prebieha výrazná zlomová línia takmer severojužného smeru — novobansko-kľakovské zlomové pásmo, ktoré

Efuzívne horniny: 4 — bazaltoidné andezity, 5— limnokvarcity, 6 — ryolity, 8 — pyroxenické andezity IV f, 11 — andezity amfibolicko-biotitické, 13 — dacit, 14 — andezity pyroxenicko-amfibolické, 16 — pyroxenické andezity, 19 — pyroxenické andezity afanizované, 20 — staršie pyroxenické andezity. Horniny s puklinovou priepustnosťou. Zvodnenie menlivé v závislosti od intenzity a charakteru puklinovitosti. Q vrtov do 5,0 l/s.

Pyroklastické horniny: 7 — pyroklastiká ryolitov, 9 — pyroklastiká pyroxenických andezitov, 10 — pyroklastiká pyroxenických andezitov v tufovom a tufitovom vývoji, 12 — pyroklastiká amfibolicko-biotitických andezitov, 15 — pyroklastiká pyroxenicko-amfibolických andezitov, 17 — pyroklastiká pyroxenického andezitu, 18 — pyroklastiká pyroxenických andezitov v tufovom a tufitovom vývoji. Horniny s puklinovopórovou priepustnosťou majú širokú škálu hydrogeologických vlastností. Napr. jemnozrnné prachové a popolavé ryolitové tufy sú takmer nepriepustné. Naproti tomu porózne brokové pemzové tufy a tufity sú zvodnené. Q vrtov do 5,0 l/s., ojedinele i viac.

21 — hranica útvarov, 22 — zlomy overené — intenzita rozpukania zvýšená. V prípade otvorenosti puklín výdatnosť vrtov 5—10 l/s, ojedinele i nad 20,0 l/s, 23 — zlomy predpokladané, 24 — štruktúrne vrty, 25 — sufový prameň o výdatnosti do 0,3 l/s, 26 — vrstevný prameň s výdatnosťou do 0,5 l/s, 27 — puklinový prameň s výdatnosťou do 1,0 l/s, 28 — prameň bez určenia typu, 29 — vývery minerálnych vôd, 30 — termálne vody, 31 — hydrogeologický vrt, 32 — hydrogeologický vrt s artézskym prietokom podzemnej vody.

ohraničuje vyzdvihnutý handlovský chrbát od poklesnutých častí žiarskej depresie. Je doprevádzaný sériou zlomov s rozličnou amplitúdou. Súbežne s ňou prebieha zlomová línia severojužného smeru cez Prochoť smerom na Žarnovicu.

Na juhovýchodnej strane žiarska depresia hraničí s výrazným Rudnianskym chrbtom, ktorý sa tiahne smerom severovýchodne-juhozápadným. V strednej časti vystupujú podložné horniny na povrch v hodrušsko-vyhnianskom ostrove. Od Žiarskej kotliny ho oddeľuje výrazné zlomové pásmo svs-jzj. smeru,tzv. sklenoteplicko-ihráčsky zlomový systém, ktorý prebieha západne od Vyhieň a Sklených Teplíc smerom na Žiar nad Hronom. Súbežne s ním možno sledovať ďalšie zlomové pásma prebiehajúce východne od Žiaru nad Hronom smerom na Hliník nad Hronom.

Na severe oproti Kremnickému pohoriu je Žiarska kotlina ohraničená zlomovým pásmom zsz-vjv. smeru. Táto zlomová línia sa javí ako menej výrazná. Hrúbka vulkanicko-sedimentárnej výplne Žiarskej kotliny, podľa údajov geofyziky, presahuje 2000 m.

Na metodický prístup k riešeniu hydrogeologických problémov Žiarskej kotliny vplýva správna interpretácia štruktúrno-geologickej a tektonickej stavby.

Intenzívne zaklesávanie kotliny, ktoré predpokladá R. Kettner (1923—1928), by podmienilo výraznejšie tektonické narušenie okrajových častí depresie a priľahlých pohorí, vytvorenie výraznej puklinovitosti, ktorá by bola vhodným prostredím pre akumuláciu podzemných vôd a ich intenzívnu cirkuláciu po týchto štruktúrach. Podzemné vody by boli doplňované z drobnej puklinovitosti skalného masívu a boli by v hydraulickej spojitosti s priepustnými sedimentmi kotliny. Rýchle zaklesávanie kotliny by podmienilo vyplnenie kotliny hrubším, slabo triedeným klastickým materiálom. J. Slávik (1960) vylučuje možnosť tektonického prepadu Žiarskej kotliny po nadložnom vulkanizme Vtáčnika. Vyslovuje názor, že jej zaklesávanie prebiehalo v tom istom čase ako zlomová tektonika na handlovskom a nováckom uhoľnom ložisku. Predpokladá, že tektonické pochody prebiehali pozvoľnejšie. Z toho vyplýva i slabšie tektonické narušenie okrajových častí kotliny, menej výrazná puklinovitosť skalného masívu a jej vyplnenie kalcitovými a kremitými žilkami. To by nasvedčovalo menšej intenzite zvodnenia. Málo intenzívne tektonické pochody by podmienili vyplnenie Žiarskej kotliny jemnozrnnými sedimentmi. Viac argumentov zistených pri výskume nasvedčuje pravdivosti tejto možnosti.

Naše práce nadväzovali na hydrogeologický výskum uvedenej oblasti v rokoch 1960—1961 V. Böhmom (V. Böhm 1965). Na overenie poznatkov získaných terénnym a laboratórnym výskumom boli v oblasti kotliny a jej styku s pohoriami situované hydrogeologické vrty. Vrty boli overené čerpacími skúškami. Prehodnotené boli aj vrty uskutočnené pracovníkmi Uránového prieskumu, IGHP, Vodných zdrojov a Geologického prieskumu,Sp. Nová Ves, ktoré taktiež prispeli k objasneniu hydrogeologických pomerov Žiarskej kotliny.

V oblasti Žiarskej kotliny a priľahlých území možno na podklade geologicko-tek-

tonickej stavby, litologických a petrografických pomerov a hydrogeologického charakteru vyčleniť nasledujúce hydrogeologické celky:

— Predneogénne podložie Žiarskej kotliny
— Oblasť neogénu vulkanicko-sedimentárnej výplne Žiarskej kotliny
— Tektonický styk Žiarskej kotliny s okolitými pohoriami
— Kvartérne sedimenty.

Predneogénne podložie Žiarskej kotliny

Hrúbka vulkanicko-sedimentárneho komplexu Žiarskej kotliny, podľa údajov geofyziky, dosahuje v oblasti severovýchodne od Lutily až 2600 m (L. Zbořil 1971). Litologický charakter podložia nebol overený vrtnými prácami. Na litologický charakter môžeme usudzovať z východov podložných hornín, vystupujúcich na povrch v oblasti sklenoteplického ostrova a z výsledkov, získaných z hlbokých štruktúrnych vrtov v blízkosti kotliny. Problematika podložia je zhodnotená v práci O. Franko — J. Forgáč — O. Fusán — L. Zbořil (1973). Autori zastávajú názor, že väčšiu časť podložia Žiarskej kotliny tvorí melafýrová séria, v podloží ktorej možno očakávať karbonátové súvrstvia krížňanského príkrovu. V karbonatických súvrstviach sú akumulované termálne vody, ktoré boli navŕtané vrtom KŠ-1 v Kremnici a vystupujú na povrch v Sklených Tepliciach.

Oblasť neogénu vulkanicko-sedimentárnej výplne Žiarskej kotliny

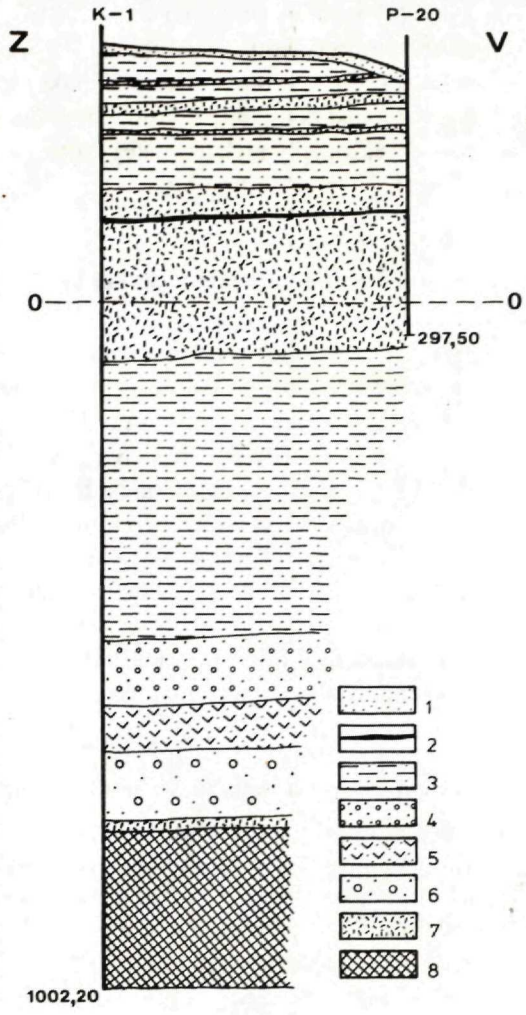
Žiarska kotlina predstavuje tektonicky zaklesnutú intravulkanickú depresiu. Počas postupnej subsidencie bol do nej z okolitých pohorí splavovaný materiál rozrušený eróziou. Celý litologický profil Žiarskej kotliny doteraz nebol overený vrtnými prácami. Najhlbšie, t. j. do hĺbky 1002,2 m prenikol štruktúrny vrt K—1 situovaný v Žiari nad Hronom. Vrt od hĺbky 848,4 m až do konečnej hĺbky prevŕtal ryolitové teleso, ktoré nebolo jednoznačne vekove zaradené. V jeho nadloží sa nachádza piesčito-ílovité súvrstvie s prevahou pelitických sedimentov. Ílovité horniny s rastlinnými zvyškami sa striedajú s tufitickými pieskovcami. Na báze súvrstvia od hĺbky 761,4 m sa vyskytujú i hrubozrnnejšie zlepence s tufitickým tmelom. V zlepencoch úplne chýba andezitový materiál. Od hĺbky 407,2 m hlbšie v sedimentoch pozorovať iba podradné zastúpenie vulkanického materiálu. Asociácie minerálov nasvedčujú tomu, že materské horniny, z ktorých boli sedimenty usadené, sa vytvorili kryštalickými bridlicami a granitoidmi (M. Pulec 1967).

Na podklade litologicko-petrografickej charakteristiky hornín, piesčito-ílovité súvrstvie možno charakterizovať ako málo vhodné pre akumuláciu podzemných vôd.

Po litologickej stránke sa priaznivejšie javí jeho bazálna časť — do hĺbky 761,4 m, kde sa vyskytujú i polohy zlepencov, no v prevahe s tufitickým tmelom, čo znižuje filtračné vlastnosti kolektora.

V súvrství dochádza k mnohonásobnému striedaniu nepriepustných ílovitých hornín s málo priepustnými zlepencovými a piesčitými polohami, v ktorých sú akumulované málo výdatné zdroje podzemných vôd s tlakovým režimom. Ich chemické zloženie je známe iba sporadicky, no možno predpokladať, že vzhľadom na ich hlboké uloženie, slabú priepustnosť hornín, pomalú výmenu vody spôsobenú mnohonásobným prevrstvením priepustných a nepriepustných hornín, ich celková mineralizácia bude okolo 1 $g.l^{-1}$. Ich zvýšená teplota odpovedá hĺbke uloženia pod povrchom. Pre pitné účely sú nevhodné. (Viď tabuľku č. 5 a 6).

V nadloží sa nachádza súvrstvie s vulkanickým materiálom s prevahou ryodacitových a ryolitových tufov a tufitov, ktoré sa striedajú s polohami ílov, piesčitých ílov až pieskovcov. Súvrstvie obyčajne zasahuje do hĺbky 300 až 400 m. Priepustné polohy v ňom tvoria vulkanoklastické horniny, predovšetkým ryolitové tufy a tufity a polohy rozpukaných limnokvarcitov, prípadne piesčitých hornín. V tesnej blízkosti mesta Žiar nad Hronom bol odvŕtaný štruktúrny vrt P—20 hlboký 295,7 m, ktorý prevŕtal priepustné ryolitové tufy a tufity, v ktorých v hĺbke 70,0—77,5 m boli akumulované tlakové vody rovnako ako v hĺbke 133,0 až 164,0 m, 166,0—207,0 m a v hĺbke 212—270,0 m.



Obr. 2 Geologický profil vrtmi Kríž—1 a P—20
1 — kvartér, 2 — uhoľné íly, uhlie, 3 — íly s polohami tufických pieskovcov a pieskovcov, 4 — zlepence s polohami pieskovcov, 5 — tufity a tufitické pieskovce, 6 — tufitické pieskovce s polohami zlepencov, 7 — tufy a tufity, 8 — ryolity.

Artézsky prietok vody nastal z horizontu z hĺbky 70,0 m. S prevŕtaním zvodneného horizontu jeho výdatnosť stúpala. V hĺbke 175,0 m dosiahla 0,5 $l.s^{-1}$ (prietok

v úrovni terénu) a teploty vody 15 °C. Po odvŕtaní vrtu do hĺbky 295,7 m jeho výdatnosť vystúpila na 1,5 $l.s^{-1}$ (artézsky prietok v úrovni terénu). Teplota podzemnej vody však vystúpila nad 19 °C. Maximálna výtlačná výška podzemnej vody bola 7,42 m nad terén. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť uvedených horizontov 2,8 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny 6,0 m pod terén. Výdatnosť vrtu v úrovni terénu sa ustálila na 1,4 $l.s^{-1}$ pri teplote vody 19 °C. Po navŕtaní bola celková mineralizácia podzemnej vody 1028 mg/l s typom vody Ca—Na—HCO_3—Cl. Počas jedného mesiaca po otvorení horizontu poklesla mineralizácia na 620,9 mg/l, pričom obsah Na vystúpil z 22,0 mg/l na 142 mg/l a obsah síranov zo 16,05 na 23,85 mg/l. Poklesol obsah Ca z 37,5 mg/l na 14,0 mg/l, obsah Cl z 55,7 mg/l na 8,75 a obsah HCO_3 zo 672,5 mg/l na 416,0 mg/l. Táto zmena chemizmu nasvedčuje pomalej vodovýmene v skúmanom horizonte pred jeho navŕtaním. Viď tabuľku č. 2.

Zmena chemizmu vody vo vrte P—20 s časom — Tabuľka 2

Komponenty:	Po navŕtaní r. 1965	1 mesiac po navŕtaní	apríl 1974
	$mg.l^{-1}$	$mg.l^{-1}$	$mg.l^{-1}$
Na^+	22,0	142,0	100,5
K^+	12,0	10,8	8,0
Mg^{+2}	8,5	4,85	4,26
Ca^{+2}	37,3	14,0	9,42
Mn^{+2}	stopy	0,05	0,17
Fe^{+2}	0,88	0,51	4,33
Cl^-	55,7	8,75	8,15
SO_4^{-2}	16,05	23,85	23,85
HCO_3^-	672,5	416,0	299,61

Súvrstvie bolo overené niekoľkými hydrogeologickými vrtmi, z ktorých vyplýva, že je z hľadiska možnosti akumulácie podzemných vôd podstatne priaznivejšie než piesčitoílovité súvrstvie v jeho podloží. Priaznivo zvodnené vulkanoklastické sedimenty a rozpukané polohy limnokvarcitov vytvárajú súvislé polohy od Žiaru nad Hronom smerom na Lutilu, Slaskú a Kosorín. Boli overené hydrogeologickým vrtom HŽ—2 hlbokým 180,0 m situovaným nad obcou Lutila. Vrt do hĺbky 93,0 m zachytil iba slabo zvodnené súvrstvia piesčitých tufov a tufitov, prevažne jemnozrnných, ktoré sa striedali s piesčitými ílmi. Od hĺbky 93,0 do 104,1 m po prevŕtaní dvoch polôh piesčitých tufov došlo k prietoku vody z vrtu o výdatnosti 1,0 $l.s^{-1}$ (prietok v úrovni terénu). Ďalšie priepustné horizonty tvorené jemnozrnnými pieskami boli zachytené v hĺbke 138,6—141,0 m a od hĺbky 130,4 m do 158,0 m bola zachytená poloha rozpukaných zvodnených hydrokvarcitov tmavosivej farby, v podloží ktorej sa nachádzal piesčitý tufit až tuf. Po zabudovaní vrtu bola na ňom urobená čerpacia skúška, ktorá dokumentovala výdatnosť 2,1 $l.s^{-1}$ vody pri znížení hladiny vody 8,10 m pod terén. Pri znížení 16,1 m bola výdatnosť 3,3 l/s^{-1}. Počas

čerpacej skúšky bol zaznamenaný nepatrný pokles výdatnosti vrtu. Súvrstvie bolo overené aj úzkoprofilovým vrtom 642, ktorý urobil Uránový prieskum pod obcou Lutila. Mal obdobný geologický profil ako vrt HŽ—2, striedanie piesčitých tufov a tufitov s ílmi a limnokvarcitmi. Vrt overil zvodnený horizont tvorený polohou piesčitých tufitov. Taktiež potvrdil litologický charakter hornín do hĺbky 309,3 m. V spodnej časti vrtu neboli zachytené výraznejšie horizonty. Celkový prietok podzemnej vody z vrtu bol cca 1,5 $l.s^{-1}$ (prietok v úrovni terénu). Voda obsahovala stopy H_2S.

Severne od vrtu HŽ—2 bol situovaný vrt číslo 643, hlboký 447,7 m. Overil obdobný litologický charakter ako predchádzajúce vrty, striedanie piesčitých ílovcov s tufmi, tufitmi a limnokvarcitmi. Ich priepustnosť je nižšia a prietok vody z vrtu bol 0,2 $l.s^{-1}$. Uvedené výsledky nasvedčujú, že v oblasti medzi Žiarom nad Hronom, Lutilou a Slaskou v údolí Lutilského potoka je niekoľko súvislých zvodnených horizontov, v ktorých sú akumulované podzemné vody s artézskym prietokom nad terén. Chemický typ podzemnej vody je nátrium-bikarbonátový až prechodný kalcium-bikarbonátový až prechodný kalcium-bikarbonátový + natrium-bikarbonátový. Smerom k Žiaru nad Hronom sa celková mineralizácia podzemných vôd zvyšuje (viď tabuľky 3 a 4).

Táto štruktúra bola overená hydrogeologickým vrtom HŽ—3 Stará Kremnička, hlbokým 200,0 m. Vrt do hĺbky 159,0 m prebiehal v jemnozrnných ryolitových tufoch až tufitoch s polohami ílov. Dokumentoval veľmi slabú priepustnosť ryolitových pyroklastík, ktorá vyplýva z jemnozrnného až pelitického charakteru hornín. Na vrte bola informačnou čerpacou skúškou overená výdatnosť 0,7 $l.s^{-1}$ podzemnej vody pri znížení hladiny vody 5,0 m pod terén, 0,75 $l.s^{-1}$ pri znížení 10,0 m pod terén a výdatnosť 0,95 $l.s^{-1}$ pri znížení 25,0 m pod terén. Vo svahu nad vrtom HŠ—3 bol situovaný štruktúrny vrt Uránového prieskumu číslo 658, ktorý napriek nepatrnej vzdialenosti od predchádzajúceho mal celkom odlišný geologický profil. Do hĺbky 32,0 m zachytil navetrané bentonizované tufy. V ich podloží od 32,0 m do 229,0 m prebiehal v rozpukaných ryolitoch, z ktorých bol prítok podzemnej vody s výdatnosťou 1,5 $l.s^{-1}$ (artézsky prietok v úrovni terénu). Vrt zachytil okraj silne rozpukaného a zvodneného ryolitového telesa, ktoré sa stýkalo s menej priepustnými jemnozrnnými pyroklastikami, vytvárajúcimi bariéru pre postupujúce podzemné vody, čo spôsobuje výtok podzemných vôd vysoko nad miestnou eróznou bázou. Mineralizácia podzemných vôd s hlbším obehom vo vulkanicko-sedimentárnej výplni Žiarskej kotliny kolíše v rozmedzí od 0,3—1,0 g/l, ojedinele i viac. Podzemné vody akumulované v limnokvarcitoch majú obyčajne nižšiu mineralizáciu (okolo 0,2 g/l). Sú kalcium až nátrium-bikarbonátového charakteru.

Chemizmus podzemných vôd akumulovaných vo vulkanicko-sedimentárnom komplexe Žiarskej kotliny

Tabuľka 3

Názov vrtu	Dátum odberu	Teplota vody v °C	pH	Celková mineralizácia v $mg.l^{-1}$	Iónové zloženie $mg.l^{-1}$ / $mval.l^{-1}$ / mval %									
					Li^{+}	Na^{+}	K^{+}	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Fe^{+2}	Mn^{+2}	Cl^{-1}	SO_4^{-2}	HCO_3^{-}
643	5. 4. 1974	16,0	6,9	283,4	0,04 0,00 0,14	36,0 1,5 36,1	3,9 0,1 2,3	6,41 0,32 7,38	1,95 0,16 3,69	0,23 0,00	0,18 0,00	3,55 0,10 2,27	6,6 0,13 3,10	120,2 1,97 44,53
HŽ—2	5. 4. 1974	17,3	6,8	301,9	0,06 0,00 0,15	15,4 0,67 11,4	2,4 0,06 1,05	33,67 1,68 28,8	3,89 0,32 5,48	4,3 0,1 2,6	0,24	3,55 0,10 1,67	16,45 0,34 5,72	155,60 2,55 42,61
642	5. 4. 1974	16,0	7,2	342,2	0,10 0,01 0,19	21,5 0,93 12,7	6,0 0,15 2,09	42,28 22,11 28,8	4,62 0,38 5,20	0,74 0,02 0,37	0,31 0,01 0,15	3,90 0,11 1,50	14,40 0,30 4,10	196,48 3,22 43,99
P—20	5. 4. 1974	19,0	6,8	559,0	0,10 0,01 0,13	100,5 4,37 39,2	8,00 0,2 1,8	9,42 0,47 4,22	4,26 0,35 3,14	4,3 0,15 1,39	0,17 0,05	8,15 0,23 2,04	23,85 0,49 4,40	299,61 4,91 43,54

Analyzoval: K. Lopašovský

Tabuľka 4

Spektrálny rozbor vody v % z odparku

Názov vrtu	1	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001
č. 643	Si, Mg, Ca	Na	B, Al	Fe, Li, Ba, K, Sr	Mo, Cu
HŽ—2	Ca, Si, Mg, Na, K	Sr	B, Fe, Al, Li	Ba	Mo, Cu, Cr, Mn
č. 642	Ca, Si, Mg	Na	B, Al, Li, Sr	Fe, Ba, K	Cr
P—20	Na, Si, Ca	Li, K	B, Fe, Al, Rb	Ti, Ba, Sr	Mo, Cu, Mn

Pre litologickú ilustráciu súvrstvia s vulkanickým materiálom uvediem profil vrtu P—20.

0,0— 2,5 m suťová hlina
2,5— 9,0 m íly s ojedinelými valúnmi vulkanitov
9,0— 14,0 m slabo opracované andezitové valúny
14,0— 41,0 m slabo spevnené pieskovce s polohami zahlinených štrkov
41,0— 48,0 m jemnozrnné zahlinené pieskovce s ílovitou prímesou, krížovo zvrstvené
48,0— 70,0 m svetlosivé íly ojedinele s polohami pieskovcov
70,0— 77,5 m ryolitové tufity s hojnými pemzami, priepustné, s akumulovanými tlakovými vodami, s pozitívnym artézskym prietokom podzemnej vody
77,5—133,0 m íly s ojedinelými piesčitými polohami, prípadne drobným štrkom
133,0—164,0 m ryolitové tufity s pemzami, priepustné, s akumulovanými tlakovými vodami s pozitívnym artézskym prietokom podzemných vôd
164,0—166,0 m íly
166,0—207,0 m ryolitové tufity s pemzami, priepustné, s akumulovanými tlakovými vodami s pozitívnym artézskym prietokom podzemných vôd
207,0—212,0 m íly sivočiernej farby s organickými zvyškami
212,0—270,0 m hrubozrnné tufity s pemzami, zvodnené, s akumulovanými tlakovými vodami, s pozitívnym artézskym prietokom podzemných vôd
270,0—283,0 m slabo priepustné tufitické pieskovce
283,0—285,7 m tufitické zlepence s pelitickým tmelom, slabo zvodnené
285,0—295,7 m tufitické pieskovce s polohami aleuritických ílov.

V oblasti medzi Sklenými Teplicami a Hliníkom nad Hronom bol situovaný štruktúrno-geologický vrt HF—1 hlboký 814,5 m. Do hĺbky 379,5 m prebiehal vo

Chemizmus podzemných vôd akumulovaných v hlbších častiach Žiarskej kotliny

Tabuľka 5

Názov vrtu prameňa	Dátum odberu	Teplota vody v °C	pH	Celková mineralizácia v $mg.l^{-1}$	Iónové zloženie $mg.l^{-1}$ / mval %										Voľný CO^2 $mg.l^{-1}$
					Li^+	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Fe^{+2}	Mn^{+2}	Cl^{-1}	SO^{-2}	HCO^-	
JP—1 Jastrabá	1970		7,2	720,6	0,10 0,014 0,08	74,0 3,219 17,97	17,1 0,437 2,44	41,08 2,05 11,45	26,75 2,2 12,09	28,0 1,0 5,6	0,82 0,030 0,17	18,08 0,51 2,93	3,70 0,077 0,44	495,48 8,12 46,63	
HF—1 Hliník nad Hronom	23. X. 1968		7,0	833,61	0,06 0,009 0,04	261,86 11,39 47,75	2,85 0,073 0,31	6,97 0,348 1,46	1,22 0,10 0,42	0,16 0,006 0,02	stopy	246,31 6,948 28,70	62,96 1,312 5,3	251,22 4,117 16,63	
Bukovina kyselka pri horárni	6. 4. 1974	9	6,0	3243,96	0,60 0,086 0,11	161,50 7,025 8,59	17,0 0,435 0,53	387,77 19,35 23,67	160,39 13,19 16,13	17,1 0,612 0,75	1,12 0,041 0,05	21,98 0,62 0,76	123,45 2,57 3,16	2289,47 37,52 46,07	1709,4

Spektrálny rozbor vody v % z odparku Tabuľka 6

Názov vrtu prameňa	1	1—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001
JP—1 Jastrabá	Ca	Si, Fe, Al, Na, K, Mn	Mg, B, Ti, Ba, Sr	W?, Cu, Cr	Ga, Mo?, Ni
HF—1 Hliník nad/Hr.	Na, Ca, Si,	Al, Mg, K	B, Fe, Me, Li	Ga?, V, Ti, Sr, Rb	Cu, Ba, Cr, Mn
Bukovina kyselka	Ca, Si, Na	Sr, K	Fe, Li, Al	B, Ti, Ba, Mn	Cu, Rb

vulkanoklastických horninách jemnozrnného charakteru, ktoré sa striedali s polohami ílov. Najväčšiu hrúbku mali íly v hĺbke od 189,0 m do 234,0 m. Nachádzajú sa v nich zuhoľnatené zvyšky rastlín, prípadne tufitové preplástky. Od hĺbky 379,5 m do konečnej hĺbky 814,5 m prevládajú efuzívne horniny s polohami vulkanoklastík, Sedimenty tvorené piesčitým ílom boli v tomto úseku zachytené v hĺbke od 524,0 m do 530,0 m (J. Forgáč 1975). Intenzívnejšie rozpukanie vulkanických hornín sa nezistilo. Po ukončení vrtných prác z otvoreného úseku vrtu od hĺbky 457,5 m do 814,5 m bola urobená informačná čerpacia skúška. Artézsky prietok podzemnej vody z vrtu mal výdatnosť 0,053 $l.s^{-1}$ a teplotu vody 15 °C pri teplote vzduchu 4 °C. Pri znížení hladiny vody 6,0 m po terén sa výdatnosť iba nepatrne zvýšila na 0,06 $l.s^{-1}$. Vzhľadom na pôsobenie ílovitého výplachu na steny vrtu možno predpokladať zníženie filtračných parametrov skalného masívu. Zistilo sa, že podzemná voda má nátrium—chloridový charakter s výraznou bikarbonátovou zložkou s celkovou mineralizáciou 833,6 mg/l a nasledovné geochemické faktory: Na/K — 156,0; Mg/Ca — 0,287; SO_4/M — 0,054; HCO_3/Cl — 0,593. Po ukončení vŕtania boli po 5-dňovom kľude na vyrovnanie teplôt medzi skalným komplexom a výplachovou kvapalinou urobené geotermálne pomery. V hĺbke 800,0 m bola nameraná teplota 47,3 °C a vypočítaný priemerný geotermický stupeň 18,9 m/°C. (Tabuľka č. 7).

Ďalší štruktúrno-geologický vrt JP—1 siahajúci do hĺbky 1164,0 m situovaný pri obci Jastrabá, overil nasledovný geologický profil:
Do hĺbky 238,0 m prevŕtal komplex vulkanoklastických hornín, do 263,0 m súvrstvie ílov s preplástkami vulkanoklastického materiálu. Ďalej do hĺbky 411,0 m prebiehal v lávových brekciách, andezitoch a ich tufoch. Od 411,0 m do 468,2 m zachytil íly a v ich podloží andezity a tufy. Od 504,2 m do 706, 0 m zachytil ďalšie súvrstvie ílov s polohou aglomerátu v hĺbke 582,0 m do 600,0 m. Ďalšie súvrstvie

Geotermálne pomery vo vrte HF—1 Tabuľka 7

Hĺbka vrtu pod terénom v m	Nameraná teplota v °C
100	12,9
200	17,7
300	22,8
400	27,6
500	32,4
600	37,1
700	42,1
800	47,3

ílov bolo zachytené v hĺbke 710,5—831,0 m, v hĺbke 855,0—965,0 m, v hĺbke 997,0—999,2 m. Polohy ílov sa striedali s vulkanickými horninami (J. Gašparik — M. Pulec 1971). V podloží vulkanicko-sedimentárnej výplne Žiarskej kotliny od 1012,0 m do 1164,0 m zachytil pieskovce, bridlice a melafýry paleozoika.

Na vrte boli premerané geotermálne pomery. Po 6-dňovom kľude boli zistené hodnoty, ktoré uvádza tab. 8.

Vzhľadom na krátku dobu kľudu možno predpokladať, že nedošlo ešte k celkovému vyrovnaniu teplôt medzi skalným komplexom a okolím vrtu, ktoré bolo cirkuláciou výplachovej kvapaliny v spodnej časti vrtu ochladené a vo vrchnej čiastočne prehriate. Priemerný geotermický stupeň vypočítaný z nameraných hodnôt je 19,3 m/°C. Táto hodnota je blízka hodnote zistenej na vrte HF-1, kde geotermický stupeň je 18,9 m/°C.

Geotermálne pomery Žiarskej kotliny Tabuľka 8

Hĺbka vrtu pod terénom v m	Nameraná teplota v °C
100	24,2
200	26,9
300	30,7
400	34,9
500	39,7
600	43,9
700	47,2
800	50,4
900	54,2
970	56,2

Ďalší hlboký vrt odvŕtaný v tejto oblasti je Trubín-1 hlboký 480,0 m. Prevŕtal takmer pelitické sedimenty tvorené ílmi, s medzivrstvičkami zuhoľnatených zvyškov, prípadne uhlia malej hrúbky s ojedinelými polohami pieskovcov (J. Slávik 1959).

Hlboký štruktúrny vrt FŽB-1 Železná Breznica, hlboký 711,0 m overil striedanie

Chemické zloženie podzemných vôd vulkanicko-sedimentárneho komplexu Žiarskej kotliny (S. Gazda 1974)

Tabuľka 9

Lokalita vrt	M $mg.l^{-1}$	$S_1(Cl)$	$S_1(SO_4)$	A_1	A_2	Mg/Ca	Na/K	SO_4/M
HŽ—2 Lutila	302,0	3,35	11,45	10,85	68,75	0,19	11,0	0,058
643 Lutila	285,4	4,5	6,2	66,75	22,25	0,5	15,7	0,031
642 Lutila	342,3	3,0	8,2	19,4	68,35	0,18	6,1	0,041
HŽ—4 Jánova Lehota	537,9	2,75	2,65	29,8	59,45	0,69	3,8	0,013
HLZ—3 Jánova Lehota	340,4	3,7	4,6	52,35	39,1	0,67	9,5	0,023
HŽ—3 Stará Kremnička	255,7	3,5	15,0	38,8	28,45	0,69	8,1	0,067
658 Stará Kremnička	165,2	7,4	14,25	24,4	52,4	0,63	4,2	0,072
P–2 Žiar nad Hronom	559,1	4,1	8,8	69,45	14,8	0,75	21,3	0,044
HF–1 Hliník nad Hronom	830,6	56,15	10,6	29,45	3,75	0,29	156,0	0,050

vulkanických hornín so súvrstviami ílov, ojedinele piesčitých až zlepencových hornín siahajúcich do hĺbky 527,0 m. V podloží zachytil celistvé mezozoické dolomity (J. Forgáč 1972).

Uvedené výsledky nasvedčujú tomu, že litologické zloženie sedimentov Žiarskej kotliny je veľmi pestré. Sedimenty neogénu majú značné plošné rozšírenie a zasahujú podstatne ďalej, ako je dnešné ohraničenie Žiarskej kotliny. V oblasti medzi Žiarom nad Hronom a Trubínom, majú prevahu pelitické sedimenty, intenzita ich zvodnenia je malá. V oblasti medzi Žiarom nad Hronom, Jastrabou, Slaskou i v smere na Sklené Teplice, možno pozorovať mnohonásobné striedanie vulkanoklastických hornín s pelitickými sedimentmi, vo vrchnej časti i limnokvarcit.

Polohy vulkanických hornín v sedimentoch sa nachádzajú na okraji depresie. Sú tvorené lávovými prúdmi andezitov, prípadne majú charakter kupolovitých telies (telesá ryolitov). Stáva sa tiež, že prívodné cesty vulkanizmu prerážajú vulkanicko-sedimentárny komplex a umožňujú komunikáciu podzemných vôd vo vertikálnom smere. Ako dokázali vrtné práce, najväčší hydrogeologický význam majú polohy vulkanoklastických hornín a tufitických pieskovcov, prípadne limnokvarcitov, v ktorých sú akumulované artézske horizonty podzemných vôd.

Výsledky výskumu dokazujú, že intenzita zvodnenia vulkanicko-sedimentárneho komplexu Žiarskej kotliny je značne menlivá, nenachádzame v nej väčšie nahromadenie klastických sedimentov, čo nasvedčuje tomu, že intenzita zaklesávania Žiarskej depresie nebola taká veľká, ako to predpokladal R. Kettner (1928). Najvrchnejšia časť neogénnych sedimentov je tvorená štrkopiesčitým súvrstvím pliocénnej formácie. Sú to slabo triedené, málo opracované, štrkopiesčité sedimenty s častými preplástkami ílov, ojedinele slabo spevnených sedimentov. Veľmi často

u nich dochádza ku krížovému zvrstveniu sedimentov. Litologický charakter sedimentov sa rýchle mení, poukazuje na rýchlu sedimentáciu v jazerno-riečnom prostredí. Valúny sú tvorené prevažne andezitmi, menej často ryolitmi, limnokvarcitmi, kremencami a kryštalickými bridlicami. Ich tmel okrem ílovito-piesčitého materiálu je často tvorený i tufitickými prímesami. Vyznačujú sa variabilitou granulometrického i petrografického zloženia, čo značne komplikuje hydrogeologické pomery tohto súvrstvia i obeh podzemných vôd. Pliocénne štrkové polohy veľmi často ležia na ílovitých sedimentoch. V období zrážok sa v nich akumulujú podzemné vody a na svahoch dochádza k vytváraniu plošných zamokrenín a k vytvoreniu občasných suťových prameňov. Na overenie ich litologického charakteru a intenzity zvodnenia bol južne od obce Jánova Lehota situovaný hydrogeologický vrt HŽ—4, hlboký 200 m. Do hĺbky 148,0 m zachytil pliocénne sedimenty tvorené prevažne valúnmi vulkanických hornín, ktoré sú slabo opracované, tmelené sú prevažne tufitickým tmelom. Charakter úlomkov, ich slabé opracovanie a nahromadenie slabo triedeného materiálu poukazuje na búrlivú prívalovú sedimentáciu. V ich podloží bolo zachytené súvrstvie ílov s polohami vulkanického materiálu. Vrtom bola overená intenzita zvodnenia pliocénnych sedimentov. Bolo zistené, že intenzita zvodnenia, vzhľadom na prítomnosť pelitického tmelu, je malá.

Prehradením depresie vulkanickými produktmi došlo k sedimentovaniu hrubých súvrství netriedeného vulkanického materiálu v Žiarskej kotline. Tento bol neskôr postihnutý výraznou denudáciou a zachoval sa iba ako reliktný zvyšok v zaklesnutých častiach. Pozorujeme ho v oblasti Jánovej Lehoty a Ladomerskej Viesky.

Tektonický styk Žiarskej kotliny s okolitými pohoriami

Žiarsku depresiu zo všetkých strán obkolesujú pohoria budované vulkanickými horninami. Majú širokú škálu hydrogeologických vlastností, ktorá je závislá predovšetkým od puklinovitosti a pórovitosti skalného masívu, je značne menlivá. Oblasť je bohatá na pramene, no ich výdatnosť iba ojedinele v suchom období presahuje 1,0 $l.s^{-1}$. Veľmi časté sú puklinovovrstevné pramene, najmä vo vrcholových častiach pohoria Vtáčnik, kde sú eróziou vypreparované rozsiahle prúdy andezitov. Ich puklinovitosť je zvýraznená zosuvnými procesmi. Pukliny sú otvorené a cirkuluje v nich intenzívne podzemná voda. Zrážkové vody sú zachytávané hrubými sutinovými sedimentmi a sú postupne odovzdávané skalnému masívu. Na povrch vystupujú na styku andezitového prúdu s menej priepustnými vulkanoklastickými horninami, u ktorých sú pukliny často vyplnené produktmi zvetrávania, vzhľadom na ich menšiu odolnosť. Takéto pramenné línie občas dosahujú výdatnosť 3,0—5,0 $l.s^{-1}$. Časté sú i vývery puklinových vôd, predovšetkým z ryolitových telies, ktoré vzhľadom na svoju krehkosť bývajú intenzívne rozpukané a často i porózne. Takéto prostredie dáva možnosť vzniku aj lokálne výdatnejším prameňom. Napríklad na severnom úpätí vrchu Panská hora pri Hliníku nad Hronom je zachytený rad prameňov

o celkovej výdatnosti 5,0—6,0 $l.s^{-1}$ (V. Böhm, 1965). V oblasti nachádzame množstvo puklinovo-suťových prameňov s veľkým rozpätím výdatnosti.

Vo vulkanickom komplexe možno vyčleniť podzemné vody viazané na:

a) puklinovo-pórové prostredie skalného masívu zvýraznené vo vrchnej časti predovšetkým klimatickými činiteľmi,

b) výrazné tektonické línie regionálneho charakteru, ktoré sú sprevádzané zónami so zvýšenou puklinovitosťou skalného masívu. Vznikli pod vplyvom tlakových i ťahových síl. Sú podmienené tektonickou predispozíciou germanotypného charakteru. Prevažná časť takýchto puklinových systémov nie je v horninách rozložená chaoticky, ale je zoradená do určitých systémov, ktoré môžu mať vzájomnú spojitosť a sú podmienené tektonickými pochodmi. Prejavuje sa u nich efekt anizotropie, pretože u nich existujú hlavné smery filtrácie, po ktorých priepustnosť nadobúda extrémne hodnoty a podľa charakteru hornín a intenzity tektonických pochodov sa intenzívne mení.

Žiarska kotlina je oproti pohoriam, ktoré ju obklopujú, obmedzená tektonicky. Preto bola týmto štruktúram venovaná zvýšená pozornosť. Na podklade podrobného terénneho štúdia sa najvýraznejšie javila zlomová línia, na západnej strane ohraničujúca Žiarsku kotlinu voči pohoriu Vtáčnik. Jej hydrogeologický charakter a intenzita zvodnenia boli overené vrtom HŠ—11 hlbokým 95,0 m situovaným pri osade Revištské Podzámčie. Po prevŕtaní fluviálnych sedimentov rieky Hron a ich odizolovaní, vrt prebiehal do hĺbky 25,0 m v tektonicky porušených vulkanoklastických horninách. V ich podloží boli do hĺbky 95,0 m zachytené intenzívne tektonicky porušené andezity. Karotážnymi metódami boli zistené (rezistivimetria, termometria) miesta prítokov podzemných vôd do vrtu v hĺbke 11,8—18,0 m; v 32,0 m; 36,8 m; 39,0 m 40,10 m; 41,3 m; 43,3 m; 45,2 m; 47,7 m; 49,0 m; 50,3 m; 52,0 m; 55,1 m; 59,2 m. Je pravdepodobné, že voda pritekajúca z intervalu 40,1 m až 49,0 m prúdi hore a infiltruje v intervale 11,8—10,8 m a ďalej preniká do fluviálnych sedimentov rieky Hron. Výdatnosť vrtu bola overená čerpacou skúškou. Hladina podzemnej vody bola 1,8 m pod terénom. Na vrte boli overené nasledovné hodnoty:

Zníženie hladiny vody vo vrte od ustálenej hladiny v m	výdatnosť vrtu v $l.s^{-1}$
3,5	14,1
5,2	25,6
6,7	31,6

Teplota podzemnej vody bola 11 °C.

Pod vrtom HŠ—11 asi 1 km južnejšie bol odvŕtaný ďalší vrt HŠ—16 hlboký 127,0 m. Pod fluviálnymi sedimentmi rieky Hron zachytil aglomeráty do hĺbky 33,0 m, do hĺbky 78,0 m prebiehal v andezitoch, od 78,0 do 106,0 m v aglomerátoch

a ďalej v tufoch. Vrt zachytil intezívne tektonicky porušené, silne navetrané horniny, ktoré sa po vytiahnutí na povrch v krátkom čase rozpadali. Napriek intenzívnemu tektonickému atakovaniu oblasti zachytenej vrtom, jeho výdatnosť bola nepatrná —0,43 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 17,0 m pod terén. Je to spôsobené utesnením puklín iliticko-montmorilonitickými sedimentmi vzniknutými následkom zvetrania vulkanického materiálu, atakovaného pravdepodobne síranmi, vzniknutými rozpadom pyritu, ktorý bol zachytený sporadicky aj na vrte HŠ—11. Vrtom bolo zistené, že už na krátku vzdialenosť môže dôjsť k intenzívnej zmene filtračných vlastností tektonicky atakovanej zlomovej línie.

Ďalší priebeh zlomovej línie bol sledovaný smerom na sever a bol overený vrtom HŠ—14 hlbokým 100,0 m v oblasti Hornej Ždáni. Vrt prebiehal od 5,0 do 30,0 m v aglomerátoch, pod ktorými sa nachádzajú rozpukané andezity. Prietok podzemnej vody z vrtu nastal v hĺbke 27,0 m cez pukliny z rozpukaných andezitov, ktoré sú zvodnené. Výdatnosť vrtu postupne vystúpila na 2,0 $l.s^{-1}$ (prietok v úrovni terénu). Karotážnymi metódami (rezistivimetriou) boli zistené hlavné prítoky vody do vrtu v hĺbke 35,7 m a 86,1 m. Čerpacou skúškou boli na vrte overené tieto hodnoty:

zníženie hladiny vody vo vrte od ustálenej hladiny v m	výdatnosť vrtu v $l.s^{-1}$
4,0	3,9
8,0	5,9
12,0	7,19
16,0	7,80

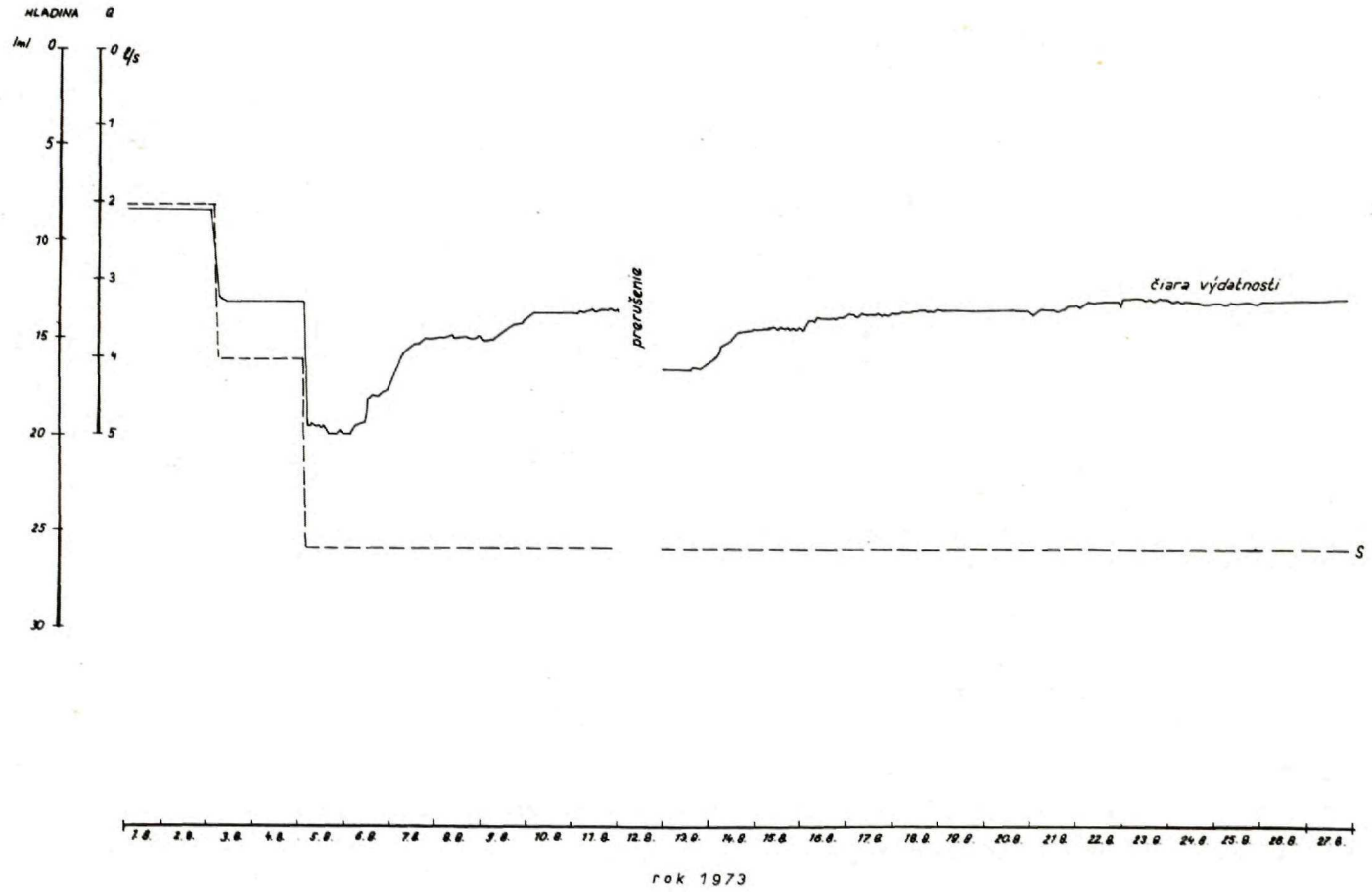
Počas čerpacej skúšky bol zaznamenaný neustály, pomalý pokles výdatnosti vrtu, čo svedčí o nedostatočnom dopĺňaní podzemnej vody (tabuľka č. 10 a 11).

Intenzitu zvodnenia zlomového pásma overil i vrt HTŽ—1 Trubín. Po navŕtaní vulkanických hornín v hĺbke 55,0 m z vrtu nastal prietok podzemnej vody s výdatnosťou 5,0 $l.s^{-1}$. Ďalším prevŕtavaním horizontu sa zvýšila jeho výdatnosť na 7,0 $l.s^{-1}$. Prietok vody z vrtu intenzívne klesal až na 0,2 $l.s^{-1}$. Počas čerpacej skúšky pri odčerpávaní 10,50 $l.s^{-1}$ hladina podzemnej vody postupne klesala až na 44,99 m pod terén a mala stále klesajúcu tendenciu. To znamená, že z vrtu bolo odčerpávané viac podzemnej vody než bol dynamický prítok (D. Žák 1973). Do tejto štruktúry bol situovaný hydrogeologický vrt HDM—1 Dérerov Mlyn hlboký 140,0 m. Vrt od hĺbky 12,0 m prebiehal vo vulkanických horninách tvorených andezitmi v striedaní s vulkanoklastikami rôzneho granulometrického zloženia. Vulkanické horniny sú tektonicky porušené. Medzi vrtom HDM—1 a vrtom HŽ—4 prebieha výrazná zlomová línia. Svedčí o tom skutočnosť, že i napriek ich nepatrnej vzdialenosti vrt HŽ—4 do hĺbky 148,0 m zachytil pliocénne sedimenty, tvorené málo opracovanými zahlinenými štrkmi s polohami ílov. Ležia na ílovitých sedimentoch. Vo vrte

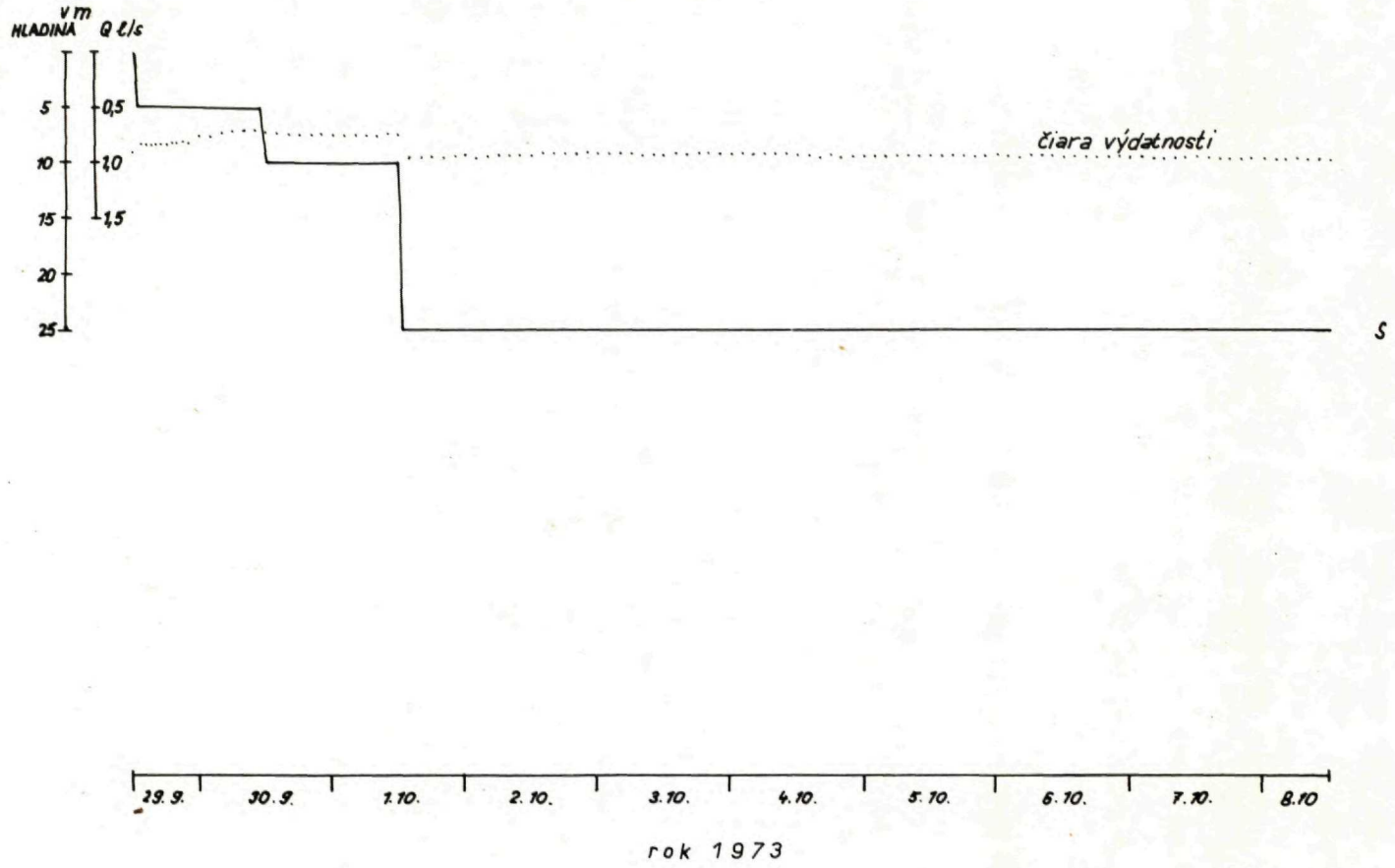
Chemizmus podzemných vôd akumulovaných na tektonickom styku Žiarskej kotliny a pohoria Vtáčnik

Tabuľka 10

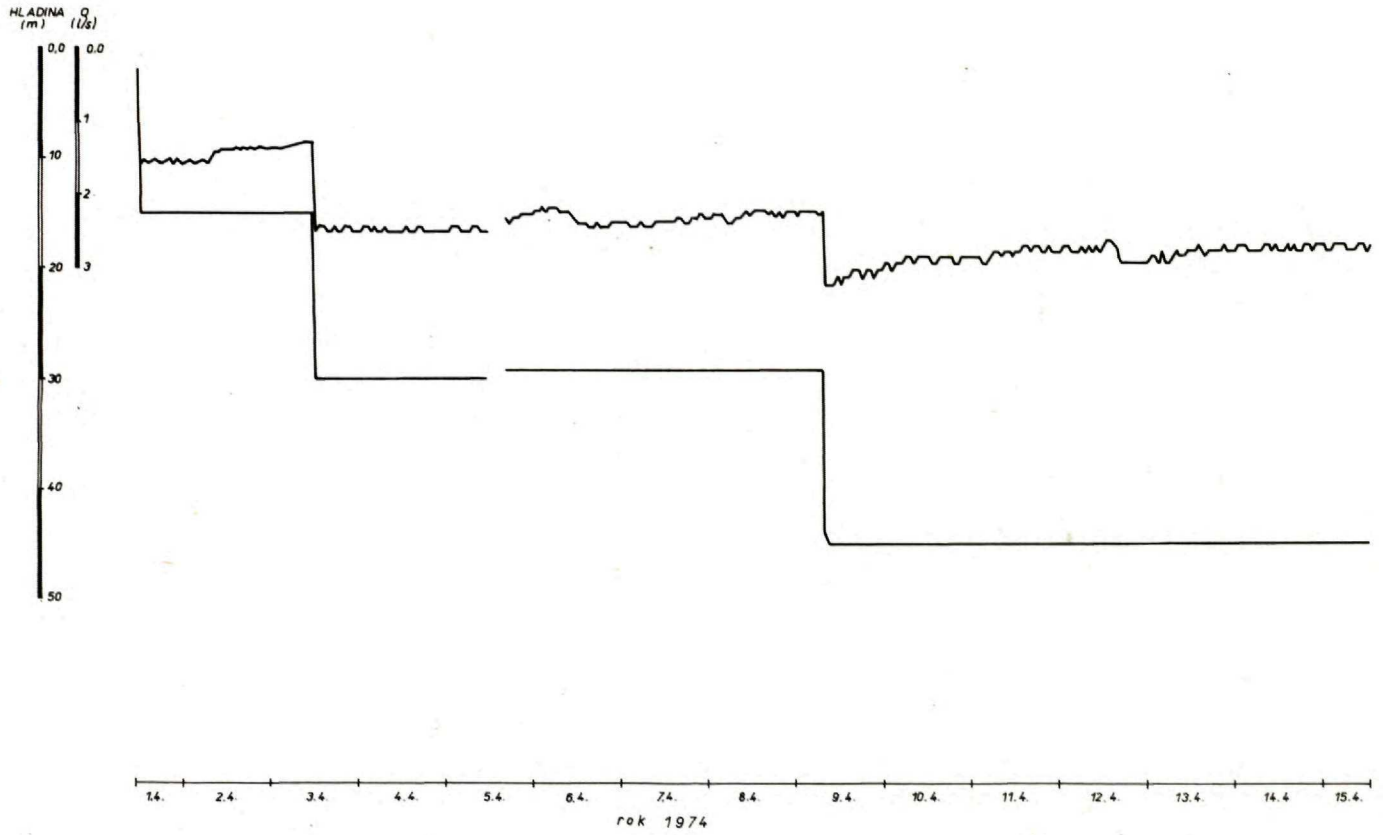
Názov vrtu	Dátum odberu	Teplota vody v °C	Celková mineralizácia v $m.l^{-1}$	mg.l^{-1} Iónové zloženie mval.l^{-1} mval %										pH
				Li^+	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Fe^{+2}	Mn^{+2}	Cl^-	SO_4^{-2}	HCO_3^-	
HŠ—16	IX. 71	14,0	400,1	0,10	34,0	6,9	39,08	17,75	neg.	stopy	3,55	35,8	263,0	7,1
				0,01	1,47	0,17	1,95	1,46			0,10	0,74	4,31	
				0,14	14,56	1,74	19,19	14,37			0,97	7,23	41,80	
HŠ—11	X. 70	11,4	382,2	0,07	16,0	4,5	22,38	22,5	0,95	0,17	8,51	9,90	258,11	6,7
				0,01	0,69	0,11	2,00	1,85	0,03		0,24	0,20	4,23	
				0,11	7,39	1,22	21,23	19,63	0,36	0,06	2,56	2,2	45,16	
HŠ—14	II. 71	13,5	351,3	0,04	18,0	6,3	37,27	15,32	0,06	stopy	5,32	35,80	201,37	6,9
				0,00	0,78	0,16	1,86	1,26					3,3	
				0,07	9,6	1,97	22,79	15,44	0,03		1,79	8,88	39,2	
HLZ—3	IV. 74	12,0	340,3	0,05	43,5	7,8	16,23	6,57	0,09	0,2	4,61	7,80	196,48	7,7
				0,00	1,89	0,2	0,81	0,54			0,13	0,16	3,22	
				0,10	27,33	2,89	11,70	7,80	0,04	0,10	1,85	2,30	45,81	



Obr. 3 Čerpacia skúška — vrt HŽ—2, merania v dňoch 1.—27. 8. 1973



Obr. 4 Čerpacia skúška — vrt HŽ—3, merania v dňoch 29.—30. 9. a 1.—8. 10. 1973



Obr. 5 Čerpacia skúška — vrt HŽ—4, merania v dňoch 1.—15. 4. 1974

Spektrálny rozbor vody v % z odparku Tabuľka 11

Názov vrtu	1	1,0—0,1	0,1—0,01	0,01—0,001	0,001—0,0001
HŠ—11	Mg, Ca	Si, Na, K	B, Fe, Al, Sr	Ba	Mo, Cu
HŠ—14	Si, Mg, Ca, Na	Al, K	Fe, T, Sr, Mn	B, Li, Ba, Cr, Rb	Pb, Mo, Sn, Cu
HLZ—3	Ca,Si, Mg, Na	K	B, Fe, Al, Ba, Sr	Ti, Zr, Mn	Cu, Rb

HDM—1 boli intenzívnejšie rozpukané vulkanické horniny v hĺbke od 40,0 do 100,0 m. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť vody 7,14 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny 43,09 m pod terén, pričom bol zaznamenaný postupný pokles hladiny vody vo vrte (D. Žák 1972).

Ďalšie hydrogeologické vrty boli odvŕtané v oblasti Jánova Lehota, Kosorín a Slaská (J. Bartko 1975,1976).

V oblasti Jánova Lehota — Kosorín boli odvŕtané dva hydrogeologické vrty — vrt HKŽ—2 HKŽ—3. Vrt HKŽ—2 bol hlboký 36,0 m. Zvodnený horizont tvoria rozpukané andezity. Hladina podzemnej vody sa pred čerpacou skúškou ustálila v hĺbke 18,4 m pod terénom a bola v ňom overená výdatnosť 2,0 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny podzemnej vody o 12,6 m pri teplote vody 9,2 °C. Vrt HKŽ—3 hlboký 60,0 m zachytil rozpukané zvodnené andezity. Hladina podzemnej vody sa ustálila v hĺbke 17,6 m pod terénom. Čerpacou skúškou bola dokumentovaná výdatnosť 8,0 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny podzemnej vody o 9,84 m od ustálenej hladiny. Počas čerpania bol zaznamenaný nepatrný pokles výdatnosti vrtu. V oblasti Slaskej boli odvŕtané hydrogeologické vrty HKB—1 hlboký 62,0 m a vrt HKB—4 hlboký 130,0 m. Podzemná voda je akumulovaná v rozpukaných andezitoch. U vrtu HKB-1 sa hladina podzemnej vody ustálila v hĺbke 19,21 m pod terénom. Čerpacou skúškou bola overená výdatnosť podzemnej vody 4,0 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny o 10,7 m od ustálenej hladiny.

U vrtu HKB—4 sa ustálila hladina podzemnej vody v hĺbke 39,9 m pod terénom a čerpacou skúškou bola overená výdatnosť podzemnej vody 8,0 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody o 26,5 m od ustálenej hladiny. Hydrogeologické vrty ukázali, že v tejto oblasti hladina podzemnej vody klesla hlboko pod terén. Podzemná voda má nízku mineralizáciu — okolo 150—160 mg/l, a typ vody je hydrouhličitanovo-vápenatý s celkovou tvrdosťou 3,4—3,6 °N.

Výsledky získané z hydrogeologických vrtov nasvedčujú, že na styku Žiarskej kotliny s pohorím Vtáčnik je vyvinutých niekoľko paralelných zlomových línií, z ktorých najvýraznejšia je línia oddeľujúca Žiarsku kotlinu od pohoria Vtáčnik a s ňou súbežná zlomová línia, tzv. novobansko-kľakovské zlomové pásmo. Možno predpokladať, že tektonickým klesaním sa vytvorilo množstvo paralelných zlomo-

vých línií, po ktorých prúdia hlavné smery filtrácie podzemných vôd. Navzájom sú oddelené menej rozpukaným skalným masívom, a preto u niektorých vrtov počas čerpacích skúšok pozorovať nepatrný pokles výdatnosti, pretože na začiatku čerpacej skúšky sú odčerpávané statické zásoby podzemnej vody. Akumulované sú v intenzívnejšie drvených zónach, ktoré sa neskoršie vyčerpávajú. Ich výdatnosť je dotovaná z puklinovitosti a pórovitosti skalného masívu. Na styku vulkanických hornín s málo priepustnými, alebo nepriepustnými sedimentmi neogénu dochádza k čiastočnému utesneniu puklín nepriepustnými sedimentmi.

Pohorie Vtáčnik má stratovulkanickú stavbu, v ktorej dochádza k striedaniu prúdov andezitu s polohami vulkanoklastických hornín. Časté sú i telesá tvorené ryolitmi. Vystupujú z nich pramene s výdatnosťou, ktorá občas presahuje 1,0—2,0 $l.s^{-1}$. Napr. pramene v oblasti Ostrého Grúňa, slúžia ako zásobárne mesta Nová Baňa pitnou vodou. Pohorie Vtáčnik je veľmi členité, vrcholové časti pohoria majú priemerný ročný úhrn zrážok nad 1000 mm. Oblasť je bohatá na puklinové a puklinovo-vrstevné pramene. Na vodu je najbohatší potok Barina, Pokútsky potok a Lutilský potok. Sú to tektonicky založené údolia. Špecifický odtok podzemných vôd z nich dosahuje 4,0—7,0 l/sek/km^2. Je to vzhľadom na vhodné klimatické podmienky vysoká hodnota.

Špecifický odtok podzemných vôd je nižší v oblasti Prochotského potoka.

Viaceré hydrogeologické vrty v pohorí (viď tabuľku č. 12), nezachytili výraznejšie drvené zóny. Výdatnosti vrtov hlbokých od 40,0 do 140,0 m dosiahli hodnoty 1,25 $l.s^{-1}$ až 4,44 $l.s^{-1}$.

Výsledky hydrogeologických vrtov z pohoria Vtáčnik (D. Žák 1974) Tabuľka 12

Názov vrtu	Lokalita	Hĺbka vrtu	Prevŕtané horniny	Výdatnosť vrtu v $l.s^{-1}$	Zníženie hladiny vody v m
HNŽ—1	Žubkov	140	andezity, vulkanoklastické horniny	1,25	10
HŽ—1	Ostrý Grúň-Pokútsky potok	80	ryolity	2,35	23.1
HŽ—2	Ostrý Grúň-Pokútsky potok	40	ryolity	2,5	24,0
HLŽ—1	Nová Lehota	100	andezity, vulkanoklastické horniny	4,44	19,59
HLŽ—3	nová Lehota-údolie potoka Barina	115	andezity, vulkanoklastické horniny	2,46	39,85

Výdatný prítok podzemnej vody bol zachytený ložiskovým vrtom VTV—21 v nadmorskej výške 671 m n. m., ktorý overoval výskyt uhlia v tejto oblasti (J. Valach 1977). Je situovaný v blízkosti obce Ostrý Grúň v Pokútskej doline. Vrt prenikol do hĺbky 1213,6 m a neprevŕtal vulkanický komplex. Do hĺbky 966,0 m

prebiehal prevažne v efuzívnych horninách, tvorených andezitmi. Zistené boli tri hrubšie polohy vulkanoklastických hornín. V spodnej časti vrtu prevládali vulkanoklastické horniny s preplástkami sedimentov. Z andezitového komplexu, ktorý sa nachádza v hĺbke 256,2—389,7 m a ktorý bol miestami intenzívne porušený, došlo k výronu podzemnej vody s výdatnosťou 20,0 $l.s^{-1}$ (prietok v úrovni terénu v apríli 1968). Teplota podzemnej vody bola 24 °C pri teplote vzduchu 18,0 °C. Voda je kalcium (magnézium) bikarbonátová s výraznou sulfátovou zložkou s celkovou mineralizáciou 225,6 mg/l. Má nasledovné chemické zloženie:

Komponenty	$mg.l^{-1}$	$mval.l^{-1}$	mval %
Li^+	0,07	0,010	0,16
Na^+	16,90	0,735	11,90
K^+	8,80	0,225	3,64
Mg^{+2}	10,34	0,85	13,77
Ca^{+2}	25,05	1,25	20,24
Mn^{+2}	0,14	0,005	0,08
Fe^{+2}	0,36	0,013	0,21
	61,66	3,088	50,0
Cl^-	4,96	0,14	2,33
NO_3^-	1,04	0,017	0,28
SO_4^-	58,43	1,217	20,25
HCO_3^-	99,52	1,631	27,14
	163,95	3,005	50,0

Palmerove indexy sú nasledovné:

S_1	31,4	A_1	0,00
S_2	14,32	A_2	53,70
S_3		A_3	0,58

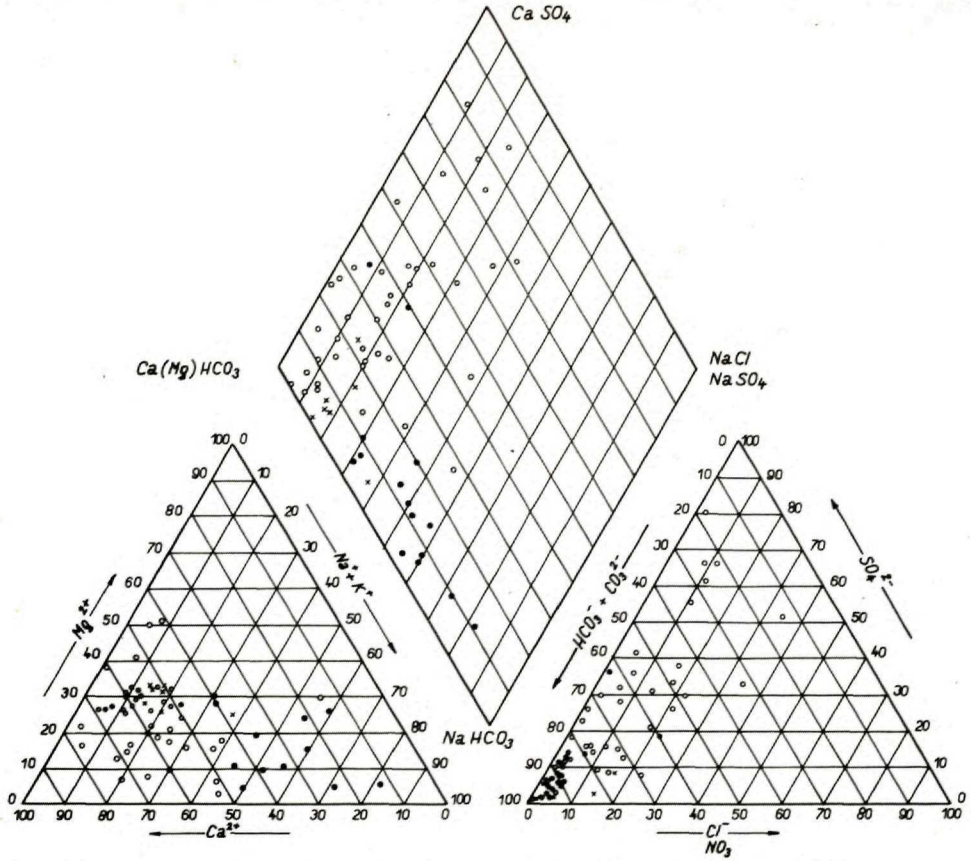
Geochemické faktory:

r Na/r K	3,267
r Mg/r Ca	0,680
r SO_4/r M	0,200
r HCO_3/r Cl	11,650

Ďalší geologický vrt VTV—35, situovaný pri obci Nová Lehota v oblasti Šechvaldského potoka, hlboký 320,0 m zachytil intenzívne drvené pásmo, tvorené andezitmi tmavej farby v hĺbke 131,0—150,0 m, z ktorých nastal výron podzemnej vody s výdatnosťou cca 20,0 $l.sek^{-1}$. Výron postupne klesal až sa ustálil na výdatnosti 2,3 $l.s^{-1}$. Teplota vody je 19 °C. Vrty VTV—21 a VTV—35 zachytili výrazné drvené pásmo s.—j. smeru odpovedajúce novobansko-kľakovskej tektonickej línií alebo línií s ňou paralelnej.

Napriek tomu, že Žiarska kotlina je od Štiavnických vrchov oddelená veľmi výrazným zlomovým pásmom, čomu nasvedčuje východ podložných hornín na povrch v sklenoteplickom ostrove, nepozorovať v tejto oblasti žiadne prejavy priepustnej zlomovej línie. Územie bolo študované i geofyzikálnymi metódami a bola v ňom indikovaná výrazná zlomová línia, prebiehajúca terénom obce Horné

Opatovce a Ladomerská Vieska. Ďalej pokračuje smerom na Jastrabie. Je v ňom niekoľko paralelných línií, z ktorých najvýraznejší je sklenoteplicko-ihráčsky zlomový systém. Na overenie zlomovej línie prebiehajúcej ponad obce Horné Opatovce-Vieska bol situovaný hydrogeologický vrt HŽ—1 hlboký 120,0 m. Do



Obr. 6 Systemizačný graf chemického zloženia podzemných vôd Žiarskej kotliny a priľahlých neovulkanických pohorí (S. Gazda) ○ — plytké obehy ● hlbšie obehy × — minerálne vody preplynené CO_2

hĺbky 23,7 m zachytil striedanie ílov so zvetranými tufitmi. Od 23,7 m do konečnej hĺbky prebiehal vo svetlosivých jemnozrnných ryolitových tufoch a tufitoch, takmer neporušených a slabo zvodnených. Informačnou čerpacou skúškou bola overená nepatrná výdatnosť pod 0,5 $l.s^{-1}$. V tejto štruktúre boli pre zaistenie pitných vôd odvŕtané ďalšie dva hydrogeologické vrty (D. Žák 1973).

V oblasti Hliníka nad Hronom bol situovaný hydrogeologický vrt HHL—1 hlboký 62,0 m. Do hĺbky 54,0 m zachytil jemnozrnné ryolitové pyroklastiká a v ich podloží íly. Pyroklastiká neboli tektonicky porušené a boli slabo zvodnené. Z vrtu bolo čerpané 0,44 $l.s^{-1}$ vody pri znížení hladiny 15,7 m pod terén.

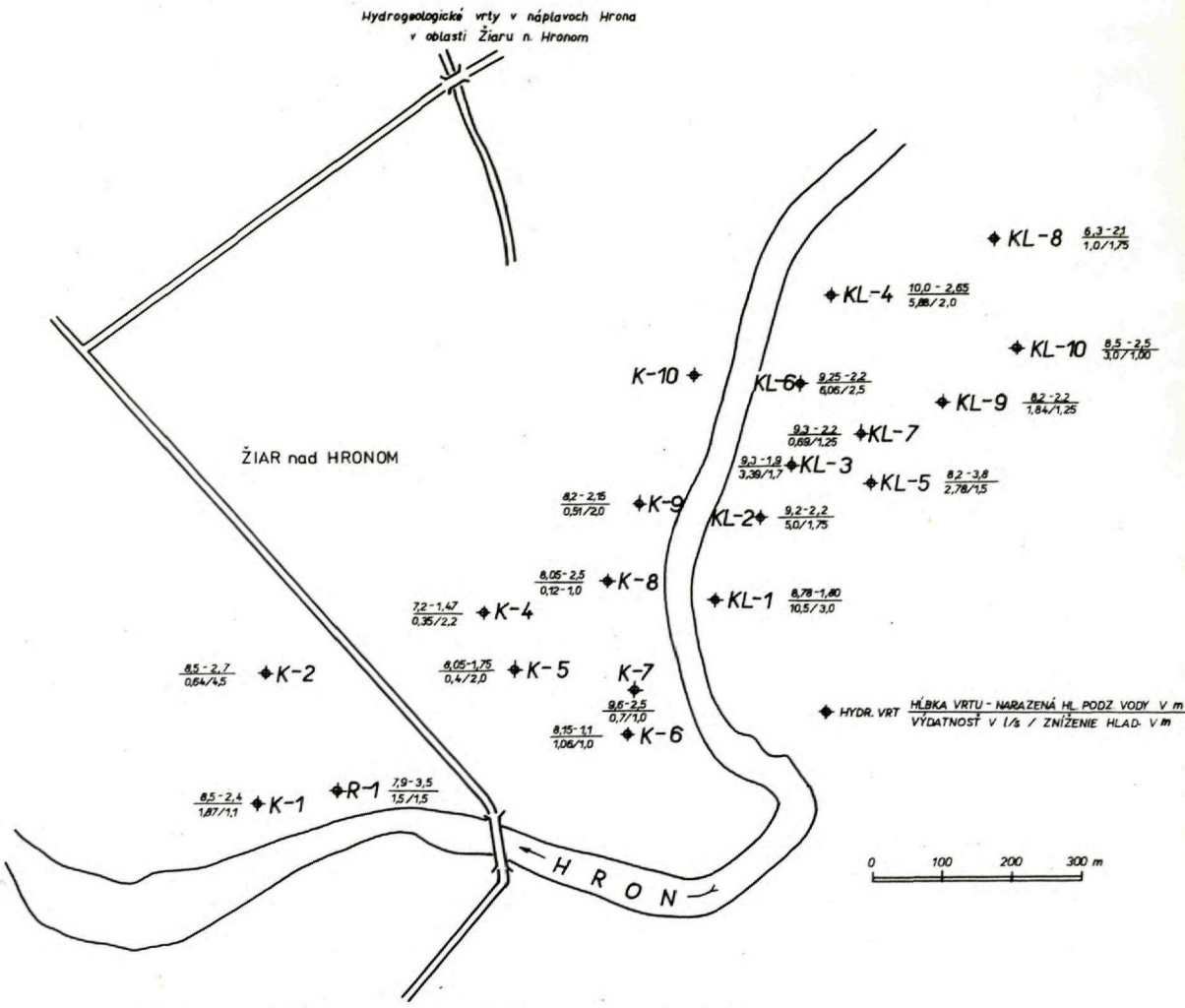
Ďalší vrt HHL—2 situovaný v údolí potoka Teplá medzi Hliníkom nad Hronom a Sklenými Teplicami zachytil ryolity a ich pyroklastiká. Čerpacou skúškou bola na ňom overená výdatnosť 2,5 $l.s^{-1}$ vody pri znížení hladiny vody 20,85 m pod terénom. Stúpacia skúška preukázala pomalé dopĺňanie podzemnej vody. Jej hladina po čerpacej skúške zostala nižšie o 4,8 m (D. Žák 1973). Výsledky vrtných prác poukazujú na to, že vrtmi overené ryolitové pyroklastiká sú celistvé, málo rozpukané, s malou aktívnou pórovitosťou, slabo zvodnené.

Jemnozrnné ryolitové pyroklastiká sú vzhľadom na svoje fyzikálne vlastnosti málo vhodným prostredím pre vytvorenie výraznejšej puklinovitosti, pretože nie sú dostatočne krehké a pri styku s podzemnými vodami ľahšie zvetrávajú. Malá narušenosť pyroklastík nasvedčuje tomu, že hlavné tektonické poruchy prebehli pred sedimentáciou tohto súvrstvia. Z oblasti tektonického styku Štiavnických vrchov so Žiarskou kotlinou nepozorovať vývery podzemných vôd viazané na zlomové pásmo.

Na západnom okraji Žiarskej kotliny pri Bukovine, Ždáni a Trubíne vystupujú minerálne vody preplynené CO_2. Jeho obsah sa pohybuje od 600 $mg.l^{-1}$ do 1920 $mg.l^{-1}$ a kysličník uhličitý vystupuje k povrchu po výrazných zlomoch (V. Böhm 1965).

Kvartérne sedimenty

Najmladším súvrstvím, ktoré vypĺňuje žiarsku depresiu sú kvartérne sedimenty. Najpriepustnejšie sú fluviálne sedimenty rieky Hron, ktoré ju lemujú. Hrúbka zvodnenej štrkovo-piesčitej vrstvy je veľmi menlivá — v priemere od 1,2 m do 4,0—5,0 m, ojedinele i viac. Ich celková hrúbka dosahuje 6,0 až 10,0 m. Vrchná časť je tvorená náplavovými hlinami až hlinitými pieskami. V ich podloží leží priepustný štrkopiesčitý horizont veľmi pestrého litologického zloženia. Časté sú valúny, presahujúce až 15,0—20,0 cm. Hydrogeologický prieskum fluviálnych sedimentov robili A. Porubský (1955), J. Šuba (1964), M. Banský (1966) a iní. Od Šašovského Podhradia dochádza k postupnému rozširovaniu údolia. Hrúbka sedimentov dosahuje 6,0 až 9,0 m. Jednotková špecifická výdatnosť dosahuje hodnoty od 2,3 do 2,7 $l.s^{-1}$. V oblasti Žiaru nad Hronom dochádza k rozšíreniu údolnej nivy. Podrobný hydrogeologický prieskum riečnych náplav robil A. Porubský (1955). Hrúbka fluviálnych sedimentov dosahuje 6,3—10,0 m. Vrtnými prácami bola zistená rozdielna intenzita zvodnenia sedimentov. Intenzívne zvodnené štrkopiesky boli zistené na ľavej strane rieky Hron. Jednotková špecifická výdatnosť kolíše od 0,57 $l.s^{-1}.m^{-1}$ do 3,5 $l.s^{-1}.m^{-1}$. Priemerná hodnota z 10 hydrogeologických vrtov dosahuje 2,11 $l.s^{-1}.m^{-1}$. Informačnými čerpacími skúškami bolo celkove zdokumentované 40,0 $l.s^{-1}$ vody. Podstatne nepriaznivejšie hydrogeologické pomery boli zistené na pravej strane rieky Hron, kde sa výdatnosti vrtov pohybovali pod 2,0 $l.s^{-1}$ na vrt. Jednotková špecifická výdatnosť bola od 0,12 $l.s^{-1}.m^{-1}$ do 1,7 $l.s^{-1}.m^{-1}$. Priemerná jednotková špecifická výdatnosť zistená z deviatich vrtov je



Obr. 7 Hydrogeologické vrty v náplavoch Hrona v oblasti Žiaru n/Hronom

0,59 $l.s^{-1}.m^{-1}$. Zníženie priepustnosti štrkopieskov ovplyvnila prítomnosť jemnej hlinitej frakcie v štrkopieskoch, ktorá bola z neogénnych sedimentov Žiarskej kotliny prinášaná potokom Lutila, pri ústí potoka Lutila do rieky Hron. V oblasti medzi Žiarom nad Hronom a Bzenicou na ľavej strane Hrona možno pozorovať slabšie zvodnenie fluviálnych sedimentov. Na pravej strane jednotková špecifická výdatnosť dosahuje 1,5 $l.s^{-1}.m^{-1}$ až 2,5 $l.s^{-1}.m^{-1}$, ojedinele i viac. Najlepšie sú zvodnené sedimenty v oblasti Žiaru nad Hronom pri vstupe rieky Hron do Žiarskej kotliny, kde dochádza k zmierneniu spádovej krivky rieky Hron a k sedimentovaniu štrkopieskov vhodného granulometrického zloženia. Početná sieť potokov, ktoré pramenia v pohorí Vtáčnik a Kremnické vrchy, pretekajú cez Žiarsku kotlinu a ústia

do Hrona. Hrúbka fluviálnych sedimentov dosahuje 2,0—3,0 m, vzhľadom na ich litologické zloženie (zahlinené slabo opracované štrky) sú slabo zvodnené. V oblasti Žarnovice je intenzita zvodnenia sedimentov malá. Jednotková špecifická výdatnosť kolíše od 0,18 $l.s^{-1}.m^{-1}$ do 0,5 $l.s^{-1}.m^{-1}$. V oblasti Voznice sa zvyšuje a dosahuje 1,65 $l.s^{-1}.m^{-1}$ až 3,31 $l.s^{-1}.m^{-1}$ hodnôt. Priemerná hodnota zo štyroch hydrogeologických vrtov je 2,44 $l.s^{-1}.m^{-1}$.

V. Böhm zistil, že v suchom období v celej svojej dĺžke Hron na území Žiarskej kotliny drénuje podzemné vody zo sedimentov kotliny. Zostrojil z tejto oblasti hydroizohypsy, v ktorých predpokladá celkový prítok podzemných vôd do rieky Hron 160,0 $l.s^{-1}$ V. Böhm (1965).

Náplavy rieky Hron po oboch stranách lemujú staršie terasy, ktoré sa zachovali nesúvisle, ako erózne zvyšky. Zaberajú malé, navzájom oddelené plochy. Ležia obyčajne na nepriepustných sedimentoch neogénu. Zvodnenú vrstvu tvoria slabo zahlinené štrkopiesčité sedimenty, doplňané sú zrážkovými vodami a vodami prestupujúcimi z vyššie položených oblastí. Podzemné vody z nich obyčajne skryte prestupujú do priepustných fluviálnych sedimentov, alebo plošne vystupujú na povrch a zavlažujú územie. Intenzita ich zvodnenia je malá. V Dolnej Ždáni bola overená hydrogeologickými vrtmi HVZ—1 a HVZ–2 (M. Ďuriančík 1971). Vrt HVZ—1 mal výdatnosť 0,2 $l.s^{-1}$ pri zníženej hladine vody 6,9 m pod terénom a vrt HVZ—2 mal výdatnosť 1,06 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody 6,0 m pod terénom.

Podzemná voda akumulovaná v holocénnych štrkopieskoch je v hydraulickej spojitosti s vodou v rieke, ktorá podstatnou mierou ovplyvňuje ich kvalitu. Kvalita podzemnej vody sa mení v závislosti od čistoty povrchovej vody, zvlášť pri jej využívaní, keď dochádza k brehovej infiltrácii. Ovzdušie v oblasti Žiaru nad Hronom je intenzívne znečisťované exhalátmi z hlinikárne v Žiari nad Hronom, (predovšetkým exhalácie fluóru), čo ovplyvňuje aj kvalitu zrážkových vôd, ktoré v oblasti infiltrujú. Vo všeobecnosti možno povedať, že podzemné vody, akumulované v priepustných fluviálnych sedimentoch rieky Hron, bez úpravy nie sú vhodné na pitie a ich kvalita sa mení v závislosti od kvality vody v rieke.

Záver

Na podklade doterajších poznatkov a hydrogeologických pomeroch možno označiť oblasť Žiarskej kotliny, vzhľadom na jej vyplnenie slabo priepustnými litologicky jemnozrnnými sedimentmi, za málo vhodnú pre akumuláciu väčších zdrojov podzemných vôd.

Vodonosné súvrstvia sú tvorené vulkanoklastickým materiálom, tufmi a tufitmi, ďalej piesčitými sedimentmi a limnokvarcitmi.

Priaznivo zvodnená štruktúra bola overená hydrogeologickými vrtmi v oblasti medzi Žiarom nad Hronom a Lutilou. Vo vulkanoklastických horninách a limnokvarcitoch sú akumulované artézske podzemné vody, ktoré majú miestami prietok

nad terén s výdatnosťami do 2,0 $l.s^{-1}$, ojedinele i viac. Dochádza k niekoľkonásobnému striedaniu priepustných hornín s nepriepustnými.

Intenzita zvodnenia je najvyššia v okrajových častiach žiarskej depresie, ktoré sú tektonicky narušené; zvlášť efuzívne prúdy vulkanických hornín bývajú rozpukané a zvodnené.

Takáto priaznivá štruktúra bola zachytená hydrogeologickým vrtom HŠ—11 v okolí Revišťského Podzámčia. Vrt dokumentoval výdatnosť 31,6 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny vody o 6,7 m od ustálenej hladiny. Bol sledovaný ďalší priebeh zlomovej línie smerom na sever, pričom sa ukázalo, že zlomová línia je ďalej nevýrazná so stupňovitými poklesmi, čo značne komplikuje hydrogeologické pomery tejto oblasti. Oblasť možno označiť za najnádejnejšiu z hľadiska výskytu a akumulácie podzemných vôd.

Vrtné práce potvrdili, že sedimenty neogénu zasahujú ďaleko do pohoria Vtáčnik. Tvorené sú prevažne nepriepustnými ílmi, ktoré oddeľujú horizonty podzemných vôd, akumulované vo vulkanických horninách.

Vo vulkanickom komplexe pohoria Vtáčnik výdatnejší zdroj podzemnej vody bol zachytený vrtom VTV—21, situovaným v Pokútskej doline v blízkosti obce Ostrý Grúň. Z tektonicky porušených efuzívnych hornín, ktoré sa nachádzajú v hĺbke 256,2—389,7 m došlo k výronu podzemnej vody o výdatnosti 20,0 $l.s^{-1}$ a teplote vody 24 °C. Tektonicky porušené horniny boli zachytené aj vrtom VTV—35 hĺbky 131,0—150,0 m. Došlo v nich k prietoku vody o výdatnosti cca 20,0 $l.s^{-1}$, ktorá sa ustálila na 2,3 $l.s^{-1}$. Výdatnosti vrtov hlbokých 40,0—140,0 m, situovaných do skalného komplexu, mali výdatnosť 1,0—5,0 $l.s^{-1}$. Vulkanický komplex od Handlovského chrbta podľa paralelných zlomových línií postupne zaklesáva smerom do Žiarskej kotliny. Zo zlomových línií je najvýraznejšia línia oddeľujúca Žiarsku kotlinu od pohoria Vtáčnik. Žiarska kotlina je od Štiavnických vrchov oddelená systémom zlomov, z ktorých najvýraznejší je sklenoteplicko-ihráčsky zlomový systém. Hydrogeologické vrty hlboké okolo 100 m situované do tejto oblasti overili, že kontakt je prekrytý slabo zvodnenými jemnozrnnými ryolitovými pyroklastikmi. Pravdepodobne sú mladšie ako najintenzívnejšie tektonické pochody v uvedenej oblasti.

Na hlbokých štruktúrnych vrtoch boli urobené merania geotermálnych pomerov. Na vrte HF—1 Hliník nad Hronom bol zistený geotermický stupeň 18,9 m/°C. V hĺbke 800, m bola nameraná teplota 47,3 °C. Na štruktúrnom vrte JP—1 Jastrabá bol zistený geotermický stupeň 19,3 m/°C a v hĺbke 970,0 m bola nameraná teplota 56,2 °C.

Dobre sú zvodnené fluviálne sedimenty rieky Hron, tvorené štrkopieskami. Najpriepustnejšie sú sedimenty na pravej strane rieky Hrona pri Žiari nad Hronom, jednotkové špecifické výdatnosti kolíšu od 0,12 $l.s^{-1}.m^{-1}$ do 3,5 $l.s^{-1}.m^{-1}$.

Do tlače odporučil V. Böhm.

Literatúra

BÖHM, V. 1965: Hydrogeologické pomery na liste Žiar n/Hronom M 1:50 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BÖHM, V. 1965: Hydrogeologické pomery Žiarskej kotliny, Acta geol. et geographica Universitatis Comenianae, Geologica 10, Bratislava, 161—172.

BÖHM, V. — ŠKVARKA, L. 1970: Teplotný režim podzemných vôd neovulkanitov Slovenska. Geologický Průzkum 19 Praha, 328—329.

BÖHM, V. — MELIORIS, L. 1962: Náčrt hydrogeologických pomerov oblasti stredoslovenských neovulkanitov, Acta geologica 7, Bratislava, 151—171.

BÖHMER, M. — ŠKVARKA, L. 1970: Vzťah medzi podložím neovulkanitov a výronmi termálnej vody v Kremnici, Geologické práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21—32.

FORGÁČ, J. 1972: Záverečná správa z vrtu FŽB—1 lokalita Železná Breznica, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FORGÁČ, J. a kol. 1975: Štruktúrne vrty HF—1 (Hliník nad Hronom) a JF—1(Jalná)), Regionálna geológia Západných Karpát, 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FRANKO, O. — FUSÁN, O. — FORGÁČ, J. — ZBOŘIL, L. 1973: Zhodnotenie žiarskej intravulkanickej depresie vzhľadom na vyhľadávanie hypertermálnych vôd, Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 15—32.

FUSÁN, O. — KUTHAN, M. — ĎURATNÝ, S. — PLANČÁR, J. — ZBOŘIL, L. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov, Západné Karpaty, 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—159.

GAŠPARIK, J. — PLANDEROVÁ, E. 1970: Korelácia sedimentov Handlovsko-nováckej panvy so Žiarskou kotlinou, Západné Karpaty, 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—156.

GAŠPARIK, J. — PULEC, M. 1972: Charakteristika neogénnych sedimentov vo vrte JP—1 (Jastrabá) Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAŠPARIK, J. 1973: Príspevok ku tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska, Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 259—266.

GAZDA, S. 1971: Hydrogeochemické pomery neovulkanitov Slovenska a ich podložia, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—60.

KAROLUS, K. — FORGÁČ, J. 1969: Prehľad vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a v Hronskom Inovci v M 1:100 000. Mineralia Slovaca, 3—4, Spišská Nová Ves, 197-204.

KETTNER, R. 1928: Příspěvek k poznání geologických pomerů hronské kotliny svatokřížské, Rozpravy II. triedy České akademie, 37, 9, Praha.

KRAUS, I. 1966: Celkové zhodnotenie ílovitých sedimentov v Žiarskej, Zvolenskej a Slatinskej kotline. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KUTHAN, M. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M 1: 200 000 list Nitra, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MAHEĽ, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska s ohľadom na geologickú stavbu, Práce, Štát. Geol. Úst., zošit 27, Bratislava, 1—84.

NEMČOK, A. 1955: Vodotesnosť niektorých hornín v základe projektovaných priehrad na Slovensku, Geol. Práce, Správy 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

NEMČOK, A. 1961: Inžinierskogeologické podmienky pre budovanie vodných diel na Hrone, Geol. Práce, Správy 23, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—84.

PORUBSKÝ, A. 1957: Hydrogeologický prieskum v Žiari nad Hronom, Geofond, Bratislava.

POSPÍŠIL, A. 1962: Asociácia stopových prvkov v Žiarskej kotline. Acta geologica, 7, Bratislava.

PULEC, M. 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SENEŠ, J. 1955: Vývoj terciéru na generálnej mape Banská Bystrica, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
SLÁVIK, J. 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geologickej stavbe Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny, Geol. Zborn. 11, Bratislava.
SLÁVIK, J. 1959: Geomorfologický vývoj severnej a centrálnej časti pohoria Vtáčnik a priľahlých oblastí, Geol. Práce 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ŠKVARKA, L. 1967: Výskum vôd stredoslovenských neovulkanitov a ich podložia, Geol. práce, Správy 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—169.
ŠKVARKA, L. 1969: Thermalwässer im Gebiete der Neovulkanite der Mittelslowakei, Zborník prác 2. Medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch, 205—212.
ŠKVARKA, L. 1970: Das lokalisieren wasserführender Klüfte in vulkanischen Gesteinen mit Hilfe von Abfluss — und Temperaturmessungen. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 4, Koblenz, 110—111.
ŠKVARKA, L. 1972: Hydrogeologický výskum neovulkanitov ako potencionálnych zdrojov vody. Zborník celoštátneho seminára. Prieskum a hodnotenie zdrojov vody, Banská Bystrica.
ŠKVARKA, L. 1974: Zvodnené zlomové línie v oblasti neovulkanitov Slovenska, Západne Karpaty, sér. hydrogeológia a inžinierska geológia 1. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115—172.
ŽÁK, D. 1974: Hydrogeologické pomery Vtáčnika, Pohronského Inovca a Štiavnického pohoria (časti patriace do povodia Hrona), Hydrogeologická štúdia, Manuskript-archív Vodné zdroje, Bratislava, 79.

Ladislav Škvarka

Hydrogeological conditions in the Žiarska kotlina depression

Summary

The Žiarska kotlina depression is a deeply incised tectonic depession filled with volcanic — limnic sediments. According to geophysical data, their thickness exceeds 2000 m. Lithological character of the depression was proved by a deep structural drill hole down to a depth 1002,2 m. It showed that the sedimentary filling of the depression consists mostly of pelitic sediments alternating with tuffs and tuffites. In the northwestern part of the depression are horizons of limnoquartzites, most frequently lenticular and cracked. Sedimentation terminated in gravel—sandy Pliocene beds, intensively loamed and with many intercalations of clays. The beds only preserved partially.

The Žiarska kotlina depression is surrounded by mountain ranges built of volcanic rocks, by the mountain range Vtáčnik, by the Kremnické vrchy mountains and by the Štiavnické vrchy mountains. The genesis of the depression was controlled by tectonics. Tectonic processes undermined subsidence or uplift of the individual blocks, and this resulted in an intricate horst — graben structure. At the west, the Žiarska kotlina is connected with the handlovský chrbát ridge representig a connecting line between the Tribeč mountains and the Malá Fatra mountains in the basement of neovolcanic rocks. The Handlovský chrbát ridge is separated from the Žiarska kotlina depression by a fault line almost N–S striking, i. e. by the Nová Baňa — Kľakov fault zone. At the southeast, the Žiarska kotlina is in contact with the rudniansky chrbát ridge of the NE—SW course. In its middle part the basement rocks crop out in the Hodruša-Vyhne „island". They are separated by a conspicuous fault zone NEN—SWS striking, the so-called Sklené Teplice—Ihráč fault system. At the north, the Žiarska kotlina is separated from the Kremnické vrchy mountains by a less conspicuous fault line WNW—ESE striking. During gradual subsidence, the material damaged by erosion was transported into the depression from the surrounding rocks.

Pre-Neogene basement of the Žiarska kotlina depression was not evidenced by drilling. Deep structural drillhole in the area of the depression recorded a variegated bed sequence of a melaphyre series

in the basement. The series is presumed to be underlain by carbonatic bed sequences. The Neogene filling of the depression at a depth of 400—848,4 m, evidenced by drilling, has sandy-clayey character with pelitic sediments predominant. In the bed sequences the clayey rocks alternate repeatedly with less permeable sandy horizons. More clastic material is at the base of the bed sequence. In the overlier is a bed sequence with frequent rhyolite tuffs and tuffites, occasional limnoquartites, alternating with horizons of clays, sandy clays and sandstones. In sandy tuffs, tuffites and limnoquartzites, artesian underground water accumulated, with a discharge ranging to 1—2,0 $l.s^{-1}$ (overflow at the ground level), recorderd by hydrogeological drill holes between Žiar on Hron, r. Lutila and Slaská. The Neogene sediments show a greater areal distribution than the present-day confinement of the Žiarska kotlina depression. In the mountain range the pelitic sediments alternate with the flows of andesites and of volcanoclastic rocks. The uppermost part of the sediments is composed of a gravel-sandy bed sequence of a Pliocene formation, considerably loamed, and with horizons of clays. Their lithologic character is indicative of rapid sedimentation in a lacustrine-fluvial environment. They are only preserved partially. Their thickness does not exceed 100 m. In respect of their clayey character, they are rather poorly aquiferous. The discharge of drill holes ranges up to 1—3 $l.s^{-1}$.

The Žiarska kotlina depression is tectonically confined against the mountain ranges. Tectonic lines of regional nature in the stony volcanic rocks are accompanied by zones of increased cleavage whose permeability is occasionally extreme. On the western side of the depression is a tectonic line separating the depression from the Vtáčnik mountains. The drill hole HŠ—11, 95,0 m deep, situated at the village Revišťské Podzámčie reached an aquiferous fault line in effusive volcanic rocks. The yield of the drill hole was 31,6 $l.s^{-1}$ at the drawdown by 6,7 m. Another drill hole HŠ—14, to a depth of 100 m, situated at the village Horná Ždáňa, reached cracked andesites. A pumping test evidenced the yield of 7,1 $l.s^{-1}$ at the drawdown by 12,0 m below the ground. After drilling the overflow was 2,0 $l.s^{-1}$. Further hydrogeological drill holes evidenced tectonic deformation of the rock massif and its aquiferous character. The yields of the drill holes ranged between 5,0—7,0 $l.s^{-1}$ per a drill hole. The results of the investigations show that in the area are several parallel fault lines associated with increased cleavage of the rock massif. In the course of the pumping tests a slight decrease in the yield of the drill holes indicated a lowered supply into the structure.

The Žiarska kotlina depression is separated from the Štiavnické vrchy mountains by the conspicuous Sklené Teplice-Ihráč fault zone. In the Sklené Teplice „island" the underlying rocks croup out, and in the area of Žiarska kotlina they are incised to a depth of about 2000 m. Hydrogeological drill holes situated in this area to a depth of 100 m showed that the contact is covered by finegrained pyroclastic material, slightly aquiferous and with slight cleavage. The rocks are unfavourable for a more distinct cleavage, and they are perhaps younger than the most intensive tectonic processes in the area.

The fluvial sediments of the river Hron are highly aquiferous, and they range to the thickness of 6,0—10,0 m. As for intensity, they are variably aquiferous. In the area of Žiar on the Hron r. the unit specific yield ranges from 0,12 $l.s^{-1}.m^{-1}$ to 3,5 $l.s^{-1}.m^{-1}$. More permeable sediments are on the right side of the river Hron. The mean value of the unit specific yield from 10 hydrogeological drill holes is 2,11 $l.s^{-1}.m^{-1}$. On the right side of the Hron r. the mean value is lower. The mean value of 9 drill holes is up to 0,59 $l.s^{-1}.m^{-1}$.

Translanted by E. Jassingerová.

Explanation of text-figs. 1—7

Fig. 1 Hydrogeological map of the Žiarska basin

Prepared by L. Škvarka in using documents of J. Forgáč and V. Böhm

Fluvial sediments: 1 — river gravels and sands covered by alluvial loams in the Hron alluvium, thickness of sediments 5—10 m yield of boreholes to 5,0 l/s singly about 10 l/s. Hron river affluents-loamy gravels and sands with borehole yields to 2 l/s, 2 — river terraces — loamy gravels and sands with yield to 2 l/s by borehole.

Neogene sediments of the basin: 3 — Neogene sediments in the whole. Alternating clays with tuffs, tuffites and sandy sediments and beds of limnoquartzites, singly loamy gravels and sands. Yield of boreholes to 5,0 l/s singly even more. In the marginal areas of the basin artesian flows 1—2,0 l/s from the volcanite tuffs and tuffites and sandy sediments.

Effusive rocks: 4 — basaltoid andesites, 5 — limnoquartzites, 6 — rhyolites, 8 — pyroxenic andesite (IV f), 11 — amphibolite-biotite andesites, 13 — dacite, 14 — pyroxenic-amphibolite andesites, 16 — pyroxenic andesites, 19 — aphanite pyroxenic andesites, 20 — older pyroxenic andesite. Rocks with joint permeability. Varying water-bearing dependently on the intensity and character of jointing Q boreholes to 5,0 l/s.

Pyroclastic rocks: 7 — pyroclastics of rhyolites, 9 — pyroclastics of pyroxenic andesites, 10 — pyroclastics of pyroxenic andesites in tuff and tuffite development, 12 — pyroclastics of amphiboles--biotitic andesites, 15 — pyroclastics of amphibol. pyrox. andesites, 17 — pyroclastics of pyroxenic andesite, 18 — pyroclastics of pyroxenic andesites in tuff and tuffite development. Rocks with joint-porous permeability possess a wide scale of hydrogeological properties. For instance, fine-grained loess and greyish rhyolite. Tuffs are almost impermeable. Meanwhile porous pumiceous grit tuffs and tuffites are water-bearing. Q boreholes to 5.0 l/s singly even more. 21 — limits of formations, 22 — verified faults — intensity of jointing increased. In case of joint opening borehole yields to 5—10 l/s singly even above 20.0 l/s, 23 — assumed faults, 24 — structural boreholes, 25 — yield of debris spring to 0.3 l/s, 26 — yield of bedding spring to 0.5 l/s, 27 — yield of joint spring to 1.0 l/s, 28 — spring without type determination, 29 — emergences of mineral waters, 30 — thermal waters, 31 — hydrogeological borehole, 32 — hydrogeological borehole with artesian flow of ground water.

Fig. 2 Geological cross-section of boreholes Kríž — 1 and P — 20. 1 — Quaternary, 2 — coal clays, coal, 3 — clays with beds of tuffite sandstones and sandstones, 4 — conglomerates with beds of sandstones, 5 — tuffites and tuffite sandstones, 6 — tuffite sandstones with beds of conglomerates, 7 — tuffs and tuffites, 8 — rhyolites

Fig. 3 Pumping test — borehole HŽ—2

Fig. 4 Pumping test — borehole HŽ—3

Fig. 5 Pumping test — borehole HŽ—4

Fig. 6 Systematization graph of the Žiarska basin ground water chemical composition and of adjoining neovolcanite mountain ranges (S. Gazda) ○ shallow flows ● deeper flows × CO_2 overgazified mineral water

Fig. 7 Hydrogeological boreholes in the Hron river alluviae in the Žiar nad Hronom area.

hydrogeological borehole $\frac{\text{borehole depth — ground water table reached in m}}{\text{yield in l/s (ground water table drawdown in m)}}$

Translanted by E. Bleho.

Ладислав Шкварка

Гидрогеологические условия Жиарской котловины

Резюме

Жиарская котловина представляет собой глубоко вклиненную тектоническую депрессию, заполненную вулканическо-лимническими отложениями, мощность которых, как показывают геофизические исследования, превосходит 2000 м. Ее литологический характер был выявлен структурной скважиной, доведенной до 1002,2 м глубины, которая позволила установить, что котловина выполнена преимущественно пелитами, чередующимися с туфами и туффитами. В северо-западной части котловины встречаются горизонты лимнокварцитов, обычно в виде линз, трещиноватые. Осадконакопление закончилось комплексом сильно заиленных галечнико-песков плиоцена с многочисленными прослоями глин. Представлен этот комплекс тоько останцами.

Жиарская котловина окружена хребтами Втачника, Кремницких и Штиавницких гор, сложенными вулканическими породами. Котловина тектонического происхождения. Движения земой коры вызвали понижение одних, повышение других блоков, вследствие чего возникла сложная структура грабенов и горстов. На западе Жиарская депрессия граничит с гандловским хребтом, который – в основании неовулканитов – является связующим звеном между горами Трибеча и Малой Фатры. От Жиарской котловины гандловский хребет отделен разломом приблизительно северо-южного направления, так называемой новобанско-кляковской зоной нарушений. На юго-востоке Жиарская котловина граничит с руднянским хребтом, который тянется в направлении СВ—ЮЗ. В средней части этого хребта на поверхность выходят горные породы годрушско-выгнянского острова, отделенные ясно видимой зоной нарушений направления ССВ—ЮЮЗ, так называемой склентеплицко-играчской системой разломов. На севере Жиарская котловина отделена от Кремницких гор менее ясно выраженным разломом направления ЗСЗ—ВЮВ. Во время постепенного опускания котловины с окружающих гор в нее смывался материал разрушенных эрозией горных пород.

Донеогеновое основание Жиарской котловины не было выявлено буровыми работами. Глубокие структурные скважины, заложенные поблизости котловины, показали, что в основании залегают пестроцветные слои мелафировой серии, под которыми можно предполагать наличие карбонатного комплекса. По данным бурения от глубины 400 до 848,4 м неогеновое выполнение котловины имеет песчанисто-глинистый характер с преобладанием пелитовых отложений. Мало водопроницаемые глинистые породы многократно чередуются с песчанистыми слоями. Кластический материял наблюдается на базе комплекса. В кровле чаще встречаются риолитовые туфы и туффиты, местами лимнокварциты, которые чередуются со слоями глин, песчанистых глин и песчаников. В песчанистых туфах, туффитах и лимнокварцитах аккумулируются артезианские воды с дебитом около 1—2,0 л.сек$^{-1}$ (течение на уровне земной поверхности), которые были выявлены гидрогеологическими скважинами между селениями Жиар н/Гроне, Лутила и Сласка. Отложения неогена занимают большую площадь, чем современная Жиарская котловина. В гористой местности пелитовые отложения чередуются с андезитовыми и вулкано-кластическими породами. Самая верхняя часть отложений представлена сильно заиленным галечнико-песчанистым комплексом с горизонтами глин, который относится к плиоценовой формации. Литологический характер этих слоев свидетельствует о быстрой седиментации в озерно-речной среде. Слои эти сохранились только местами, но иногда достигают более 100 м мощности. Мало водоносны вследствие илистости. Дебит скважин бывает до 1—3 л/сек$^{-1}$.

Граница между Жиарской котловиной и горами тектоническая. В скальных вулканических породах тектонические линии регионального характера сопровождаются зонами сильной трещи-

новатости, водопроницаемость которых местами бывает чрезвычайно большой. Тектоническая линия, проходящая на западной стороне котловины, отделяет последнюю от гор Втачника. Скважина HŠ—11 глубиной в 95,0 м, заложенная близ сел. Ревиштске Подзамчие, показала существование сильно водоносного разлома образовавшегося в эффузивных вулканических породах. Дебит скважины был 31,6 л/сек$^{-1}$ при понижении уровня воды на 6,7 м. В другой скважине HŠ—14 глубиной в 100 м близ сел. Горна Ждана обнаружены трещиноватые андезиты. Опытной откачкой определен дебит в 7,1 л/сек$^{-1}$ при понижении уровня воды на 12,0 м под поверхность земли. После окончания бурения из скважины вытекала вода с дебитом в 2,0 л/сек$^{-1}$. Другие гидрогеологические скважины установили тектоническое нарушение скального массива и его водоносность. В каждой скважине дебит колебался от 5,0 до 7,0 л/сек$^{-1}$. Результаты исследования показывают, что в области существует несколько параллельных линий разломов, которые сопровождаются повышенной трещиноватостью скального массива. Во время опытной откачки наблюдалось незначительное понижение дебита, что свидетельствует о слабом пополнении структуры.

Жиарская котловина отделена от Штиавницких гор ясно выраженной склентеплицко-играчской зоной нарушений. В склентеплицком острове подстилающие породы выходят на поверхность, тогда как в жиарской депресии они находятся на глубине 2000 м. Гидрогеологические скважины, заложенные в этой области до 100 м глубины, показали, что контакт перекрыт тонкозернистыми, слабо трещиноватыми пирокластами, водоносность которых незначительна. Эти горные породы, мало благоприятные для образования трещин, по всей вероятности младше самых интенсивных тектонических движений в этой области.

Значительной водоносностью отличаются флювиальные отложения реки Грон, достигающие 6,0—10,0 м мощности. Интенсивность их водоносности довольно изменчива. В области г. Жиар н/Гроне единица специфического дебита колеблется от 0,12 л/сек$^{-1}$.м$^{-1}$ до 3,5 л/сек$^{-1}$.м$^{-1}$. Более водопроницаемы отложения на левом берегу р. Грона. Средняя величина единицы специфического дебита десяти гидрогеологических скважин 2,11 л/сек$^{-1}$.м$^{-1}$. На правом берегу Грона эта величина меньше, а именно 0,59 л/сек$^{-1}$.м$^{-1}$ для девяти скважин.

Перевод: В. Андрусова.

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 2, s. 231—272, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1980

551.49(437.67)

Michal Zakovič

Hydrogeologické pomery paleogénu Levočských vrchov

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

Abstract. Dans l'article présenté nous évaluons les résultats de l'investigation hydrogéologique fondamentale des sédiments paléogènes de la montagne. Levočské. Les séries de couches individuelles on évalue du point de vue du degré de la saturation, de la circulation et du régime des eaux souterraines. Sur la base des travaux de forage (7 forage hydrogéologiques) on évalue le degré de la saturation dépendamment sur la profondeur. On avait effectué le bilan d'orientation des eaux et calculé les écoulements spécifiques minimaux, maximaux et moyens des eaux souterraines de la série de couches des grès. Par de travaux hydrométriques étendues on avait mis au point les rapports entre les eaux souterraines et de surface.

Úvod

Predložená práca podáva súhrn doterajších hydrogeologických poznatkov o paleogénnych horninách Levočských vrchov. Vychádza z hodnotenia geologických pomerov pohoria vo vzťahu k hydrogeológii a zo základného hydrogeologického mapovania. Na tieto práce nadväzuje hodnotenie vzťahu podzemných a povrchových vôd, sledovanie odtoku podzemných vôd z jednotlivých povodí, štúdium ich chemizmu a zisťovanie priepustnosti hornín pomocou hydrogeologických vrtov.

Na základe výsledkov týchto prác sme vyčlenili oblasti, kde dochádza k väčšiemu sústreďovaniu podzemných vôd.

Orografické a morfologické pomery

Levočské vrchy majú centrický tvar s najvyššou kótou 1289,8 m – Čierna hora a najnižšou kótou 450 m n. m. v oblasti Brezovice n/Tor. Na západe od Popradskej kotliny ich ohraničuje rieka Poprad. Na severe tvoria výraznú kvestu, ktorou sú oddelené od jakubianskej brázdy. Na východe tvorí ich hranicu Branisko, pri severnom okraji ktorého prechádzajú do skupiny Bachurne. Na juhu je pohorie ohraničené Spišskou kotlinou.

RNDr. M. Zakovič, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Podľa výškového rozpätia (M. Lukniš 1974) patria Levočské vrchy k niekoľkým stupňom. Ráz vyšších hornatín s výškovým rozpätím od 471 do 640 m majú v oblasti Tichého Potoka. Častejší a súvislejší je povrch s výškovým rozpätím od 311 do 470 m, hlavne od Lomničky a Ihlian cez hornú časť povodia Jakubianky a Torysy po skupinu Bachurne. Tento ráz povrchu je charakteristický pre nižšie hornatiny. K stupňu vyšších vrchovín s výškovým rozpätím od 181 do 310 m náleží južná časť Levočských vrchov (s výnimkou okolia Nižných a Vyšných Repašov).

Klimatické pomery

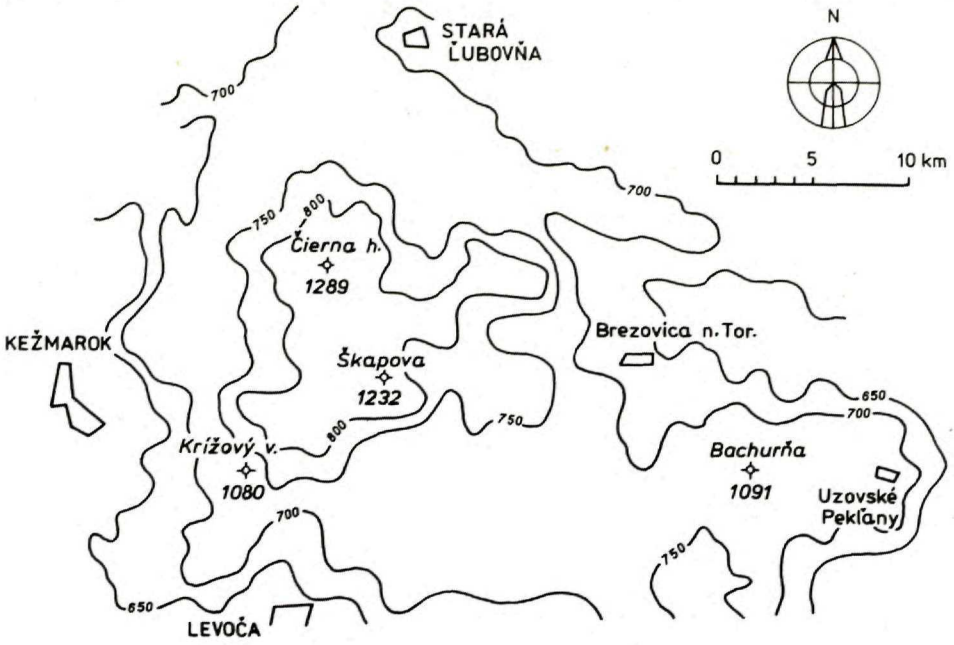
Aby sme mohli posúdiť, ako sa vytvárajú zásoby podzemných vôd predmetného územia, treba poznať jeho klimatické pomery. Klimatické pomery Levočských vrchov sú dané ich zemepisnou polohou a tiež rozdielmi nadmorských výšok.

Podľa Atlasu ČSSR patrí prevažná časť územia do oblasti mierne chladnej. Teplota vzduchu klesá so stúpajúcou nadmorskou výškou. Dlhodobý priemer ročnej teploty vzduchu (1931–1960) je zaznamenaný na obr. 1.

Obr. 1 Mapa priemerných ročných teplôt vzduchu za roky 1931—1960

Zrážkové pomery Levočských vrchov určuje postup cyklónu zo západu a severozápadu. Tento postup spomaľujú Vysoké Tatry, takže oblasť Levočských vrchov, hlavne ich západná časť, sa čiastočne nachádza v zrážkovom tieni. Plošné rozloženie

zrážkových úhrnov udáva obr. 2. Priemerné ročné úhrny zrážok vzrastajú zo <650 mm v okolí Kežmarku smerom k centrálnej časti pohoria, kde dosahujú ročný priemer nad 800 mm. Maximum zrážok spadne vo vegetačnom období, pričom vrchol dosahuje v júli. Bližšiu charakteristiku zrážkových pomerov v hodnotenom



Obr. 2 Mapa priemerných ročných úhrnov zrážok za roky 1931—1960

období vzhľadom k dlhodobému priemeru podáva tabuľka ročných úhrnov zrážok a ich odchýlky (tab. 1).

Pri posudzovaní vodnej bilancie je veľmi dôležitý údaj hodnota výparu, ktorá je vzhľadom na často sa meniace faktory prostredia ťažko merateľná. Keďže sa na predmetnom území výparomerné stanice nenachádzajú, hodnoty výparu za roky 1972–1974 sú určené podľa empirického vzorca L. Turca:

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

Z — priemerný ročný úhrn zrážok v mm zo zrážkomerných staníc: Levoča, Kežmarok, N. Ružbachy, Brezovica n/T, Lipany a Torysky

T — priemerná ročná teplota vzduchu v °C.

Hodnoty výparu podľa uvedeného vzorca sú nasledovné:

Rok	1972	1973	1974
Výpar v mm	403,25	373,28	367,0

Odchýlky zrážok za obdobie výskumu v porovnaní s dlhodobým priemerom

Tabuľka 1

Zrážkomerná stanica	Priemerný ročný úhrn za obdobie 1930—1970	Ročný úhrn v mm					% dlhodobého priemeru				
		1970	1971	1972	1973	1974	1970	1971	1972	1973	1974
Levoča	552	779	526	768	492	682	141,1	95,2	139,1	89,1	123,6
Kežmarok	619	708	482	695	541	651	114,4	87,9	122,3	97,3	105,2
N. Ružbachy	691	934	539	745	622	829	135,0	77,9	107,0	78,5	119,0
Brezovica n. Torysou	641	800	500	611	563	760	134,8	87,9	95,2	87,7	118,5
Lipany	593	850	528	604	613	797	143,1	88,9	101,7	103,3	134,3
Torysky	663	904	689	893	593	704	136,6	103,9	134,6	89,3	106,0
		priemer					134,1	90,3	116,6	89,2	117,7

Charakteristika jednotlivých rokov:
N — normálny rok — hodnoty zrážok predstavujú 90—110 % z normálu
V — vlhký rok — hodnoty zrážok predstavujú 111—120 % z normálu
VV — veľmi vlhký rok — hodnoty zrážok predstavujú 121—140 % z normálu
MV — mimoriadne vlhký rok — hodnoty zrážok predstavujú nad 140 % z normálu
S — suchý rok — hodnoty zrážok predstavujú 80—90 % z normálu
VS — veľmi suchý rok — hodnoty zrážok predstavujú 60—79 % z normálu
MS — mimoriadne suchý rok — hodnoty zrážok predstavujú pod 60 % z normálu

Priemerné mesačné hodnoty výparu za roky 1926—1960 v mm

Tabuľka 2

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ročný priemer
Poprad	4	6	22	38	82	93	90	69	50	22	8	4	488
Sp. Nová Ves	4	6	22	46	84	89	86	68	46	24	5	4	484
Sabinov	2	4	21	48	84	81	81	70	48	24	6	2	471

Priemerné mesačné prietoky v l/s

Tabuľka 3

Stanica	Tok	Pozorované roky	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Levoča	Levočský potok	1970—74	163,3	199,9	247,4	315,2	430,1	674,7	743,3	765,3	624,4	576,0	490,7	431,3
Kežmarok	Ľubica	1972—74	373,9	457,2	336,2	541,3	774,8	1436,1	2006,1	1740,3	1464,6	1179,1	699,6	1912,0
Lomnička	Lomnička	1972—74	21,3	30,3	34,3	32,8	50,8	131,2	204,4	144,3	125,2	134,9	39,5	120,3
Brezovica n/Torysou	Torysa	1973—74	537,5	485,0	364,3	816,0	1360,0	2269,0	2175,0	3675,0	3842,0	1630,0	690,0	4964,0

Na porovnanie uvádzame hodnoty výparu zo staníc najbližších k predmetnému územiu, ktoré vypočítal J. Tomlain (1965) metódou M. I. Budyka a L. I. Zubenoka (tab. 2).

Levočské vrchy sú dôležitým hydrologickým uzlom Slovenska. Prechádza nimi rozvodie dvoch veľkých európskych povodí Tisy a Visly. Odvodňuje ich zväčsa Torysa, Levočský potok, Ľubica, Holumnický, Kolačkovský potok a Jakubianka. Vodnosť a hydrologický režim povrchových tokov závisí od vlastností povodia, ktoré významne ovplyvňuje odtok podzemných vôd. Bližšiu charakteristiku rozdelenia vodnosti tokov vystihuje tabuľka priemerných mesačných prietokov (tab. 3).

V priebehu roka pripadá maximum vodnosti tokov na mesiace apríl – máj, pričom hlavným zdrojom vodnosti je roztápajúci sa sneh. V dôsledku dlhotrvajúcich zrážok v letných mesiacoch niekedy vznikajú podružné maximá. Vyskytujú sa najčastejšie v júli a auguste. Mesiace s najmenšími zrážkami sú v zimnom období, keď sa zrážky hromadia vo forme snehovej pokrývky.

Geologicko-tektonické pomery

Paleogénne sedimenty Levočských vrchov sú zväčša plocho uložené (v priemere okolo 10–20 °) a len lokálne ohnuté do plochých synklinál a antiklinál. Pri zlomoch a tektonických zónach väčšieho významu, ako napr. hromošsko-šambronské antiklinálne pásmo na severe, sú sedimenty strmšie uložené a detailne prevrásnené.

Celkove sa v pohorí zistili tri základné systémy popaleogénnych zlomov s určitou pravdepodobnou časovou postupnosťou (P. Gross 1967):

a) Staršie zlomy vz. smeru sú pokračovaním línie Vikartovského chrbta. Tvoria max. 220 m široké pásmo, v ktoróm sú paleogénne horniny vztýčené s 80–90 ° sklonmi. Pozdĺž tohto zlomového pásma sa južnejšie územie zdvihlo, prípadne severnejšie kleslo.

b) Mladšie zlomy smeru SZ-JV a S-J obyčajne nemajú lineárny priebeh, často sa rozštepujú; predpokladáme, že zlomy smeru S-J sú najmladšie.

Paleogénne sedimenty Levočských vrchov delíme na základe litologických kritérií (P. Gross 1971) na:

a) bazálne súvrstvie

b) vyššie paleogénne súvrstvia s flyšovým vývojom.

a) Bazálne súvrstvie vystupuje na severnom okraji Braniska. Dosahuje malé plošné rozšírenie, ktoré tvoria zlepence a brekcie s vápencovým, dolomitickým materiálom a čiastočne s materiálom paleozoickým. Smerom do nadložia prechádza do vápnitých pieskovcov.

b) Vyššie paleogénne súvrstvia s flyšovým vývojom:

Ílovcové súvrstvie reprezentujú najmä sivé a tmavosivé, vápnité a nevápnité ílovce s vložkami rôzne vápnitých pieskovcov. Vystupujú na povrch v okrajových častiach

pohoria, najmä v severnej časti obsahujúcej vložky kremitých dolomitov a v južnej, kde sa nachádzajú polohy oxidicko-mangánových rúd.

Pieskovcovo-ílovcové súvrstvie vystupuje na povrch hlavne v sv. časti Levočských vrchov. Charakterizuje ho striedanie šedých, stredne zrnitých pieskovcov s jemne piesčitými, vápnitými ílovcami v pomere 1 : 1, častejšie však prevládajú ílovce.

Prechodné pieskovcové súvrstvie je rozšírené v okrajovej západnej časti Levočských vrchov. Charakterizuje ho vzrastajúci podiel pieskovcov a ubúdanie ílovcovej zložky. Pomer pieskovcov a ílovcov je 2 : 1 až 3 : 1.

Pieskovcové súvrstvie v Levočských vrchoch dosahuje najväčšie plošné rozšírenie. Uzatvára vrstevný sled centrálnokarpatského paleogénu. Pieskovcové lavice sú gradačne zvrstvené. Hrúbka lavíc je premenlivá. Kolíše od niekoľko cm do 1–5 m, ojedinele až do 20 m. Pieskovce sú vápnité, jemnozrnné až strednozrnné. V pieskovcovom súvrství sú časté vložky zlepencov dvojakého typu – podmorské zosuvné telesá alebo polohy mikrozlepencového flyšu s hrubými lavicami gradačne zvrstvených zlepencov. Zlepence, vzniknuté podmorskými zosuvmi, tvoria pretiahnuté pruhy alebo šošovky, dlhé viac ako 1 km. Ich hrúbka je od 50 cm do 8–10 m. V podstate sú to polymiktné zlepence, tvorené valúnmi kryštalinika a mezozoika, s piesčitým a vápnitým tmelom. Mikrozlepencový flyš tvorí súvrstvia, dlhé niekoľko desať metrov (najviac 4,5 km), pričom jeho hrúbka kolíše od niekoľkých metrov do 100–125 m. Smerom do nadložia prechádza do pieskovcového súvrstvia. Materiál mikrozlepencov je výrazne polymiktný.

Hydrogeologická charakteristika územia

Hydrogeologické pomery územia sú odrazom geologicko-tektonických a klimatických pomerov. Paleogénne horniny sa vzhľadom na svoje litologické zloženie vyznačujú hlavne puklinovou priepustnosťou. Pórová priepustnosť je v dôsledku diagenetických pochodov zväčša zotretá. Na základe doterajších skúšok pieskovce centrálnokarpatského paleogénu dosahujú pórovitosť do 4 %.

Puklinová priepustnosť sa viaže na pukliny vzniknuté endogénnymi a exogénnymi silami. Z hľadiska cirkulácie a akumulácie podzemných vôd majú väčší význam pukliny vzniknuté endogénnymi silami. Sprevádzajú poruchové pásma a vyznačujú sa väčším hĺbkovým a dĺžkovým dosahom. Pramene vyvierajúce z tohto prostredia sú trvalé a výdatnejšie, kým pukliny, ktoré vznikli exogénnymi silami, majú menší hĺbkový a dĺžkový dosah. Sú to predovšetkým pukliny zvetrávania a pukliny gravitačné. Postihujú hlavne pieskovcové súvrstvie.

Priepustnosť (puklinovitosť) paleogénnych hornín je vzhľadom na účinky endogénnych a exogénnych síl, ktoré sa najpriaznivejšie prejavujú u pevných rigidných hornín pieskovcov, závislá tiež od pomeru pieskovcovej a ílovcovej zložky. Pukliny vytvorené v pieskovcoch sú otvorenejšie a vyplnené priepustnou piesčitou hmotou.

Naproti tomu sa v ílovcoch pre ich elasticitu vytvára menší počet puklín, ktoré sú zopnutejšie. Pri striedaní pieskovcov s ílovcami sú pukliny i v pieskovcoch často vyplnené nepriepustnou ílovitou hmotou.

Väčšina prameňov Levočských vrchov sa viaže na pukliny, ktoré vznikli exogénnymi silami. Účinkom týchto síl vznikli hrubé sutinové pokrovy, z ktorých vyvierajú pramene.

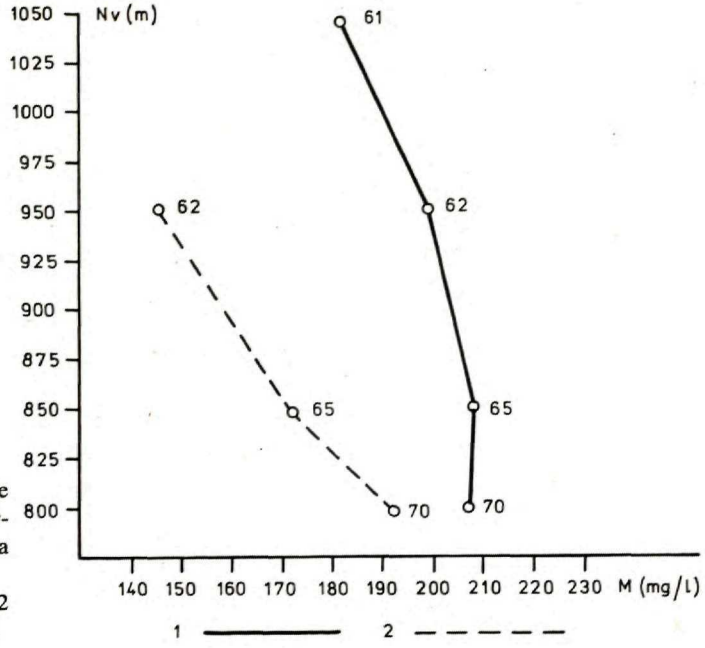
Paleogénne sedimenty Levočských vrchov rozdeľujeme z hľadiska zvodnenia na:
vysoko zvodnené – bazálne súvrstvie,
stredne zvodnené – pieskovcové súvrstvie,
nízko prípadne veľmi nízko zvodnené – ostatné flyšové súvrstvia.

Vysoko zvodnené bazálne súvrstvie vystupuje na severnom okraji Braniska. Vyznačuje sa dobrou puklinovou až puklinovokrasovou priepustnosťou s hustou sieťou puklín zóny zvetrávania a tektonických puklín, vytvárajúcich dobré podmienky pre cirkuláciu a akumuláciu podzemných vôd. Je poprestupované zlomami sj. a vz. smeru. S podložnými karbonátmi mezozoika tvorí jeden zvodnený komplex s rovnakým režimom a obehom podzemných vôd.

Stredne zvodnené pieskovcové súvrstvie buduje podstatnú časť Levočských vrchov. Leží na nízko zvodnených pieskovcovo-ílovcových súvrstviach, je mierne sprehýbané, s generálnym úklonom k JV, až k V. Preto predpokladáme, že hlavne tadiaľ prúdia podzemné vody. Obeh podzemných vôd sa viaže najmä na zónu zvetrávania a sčasti na poruchové zóny. K sústredenejšiemu odvodňovaniu dochádza vo viacerých oblastiach. Najvýznamnejšou z nich je oblasť širšieho okolia obce Torysky, kde vyviera väčší počet prameňov (prameň č. 68 s Q = 5,0 l/s; prameň č. 67 – Q = 6–8 l/s a prameň č. 70 s Q = 1,2 l/s. P. Repka 1972). Ostatné pramene, ktoré tu vyvierajú, dosahujú výdatnosť do 1,0 l/s. Vyššie uvedené pramene vyvierajú na úpätí svahu z pieskovcového súvrstvia s úložnými pomermi V–Z, so sklonom vrstiev cca 10° k J. Predpokladáme, že tieto pramene napája povrchový tok v Suchej doline. V jeho hornej časti sa voda postupne úplne stráca a cez vrstevné špáry pieskovcov a cez zónu zvetralinového plášťa postupne preniká do okolia obce Torysky, kde vyviera na povrch.

K väčšiemu výstupu vôd dochádza aj v údolí Torysy, sz. od bce Torysky, kde vyviera viac prameňov: č. 61–Q = 4,0 l/s, č. 62–Q = 1,0 l/s, č. 63–Q = 7,0 l/s, č. 65–Q = 2,5 l/s a č. 66–Q = 1,0 l/s (nepravidelné merania v roku 1971–72, P. Repka). Všetky pramene sa vyznačujú plytkým obehom a viažu sa na zónu zvetrávania. Vyvierajú na úpätí svahu budovaného pieskovcovým súvrstvím. V čase intenzívnych zrážok sa v oboch pramenných centrách rapídne zvyšuje výdatnosť. V priemerných klimatických pomeroch je napr. výdatnosť prameňa č. 62 1,0 l/s. V čase intenzívnych zrážok v októbri 1974 vznikli v jeho okolí na úpätí svahu nové pramene so slabo zakalenou vodou a sumárnou výdatnosťou 60 l/s (odhad). Podobne bol v oblasti Torysiek celkový odtok z prameniska asi 50 l/s. Z toho vidieť, že majú pramene plytký obeh viazaný na zvetralinový plášť s dobrou priepustnosťou,

ale malou retenčnou schopnosťou. Aby sme mohli lepšie posúdiť hĺbku obehu, a tým aj dĺžku kontaktu – zrážková voda – hornina – sledovali sme na úseku od nadmorskej výšky 1045 m (prameň č. 61) po nadmorskú výšku 800 m chemizmus vôd (obr. 3). Ako vidno z grafu s klesajúcou nadmorskou výškou dochádza len k miernemu zvyšovaniu celkovej mineralizácie jednotlivých prameňov. Okrem



Obr. 3 Grafické znázornenie mineralizácie vody v pieskovcovom súvrství v závislosti na nadmorskej výške
1 — odber v suchom období, 2 — odber vo vlhkom období.

výstupu vôd vo forme prameňov dochádza aj ku skrytým prienikom do povrchových tokov. Od skupiny prameňov č. 62, 63 po profil tesne pod obcou Torysky sme zistili prienik celkove 69,1 l/s pri povrchovom prietoku 175,3 l/s (august 1974). Táto skutočnosť sa potvrdila aj opakovaným hydrometrickým meraním (august 1975), keď bol zistený prienik 52,8 l/s pri povrchovom prietoku 121,9 l/s.

Vystupovanie vôd v tejto oblasti, či už vo forme prameňov, alebo skrytých prienikov, je podmienené tým, že pieskovce majú úložné pomery V–Z so sklonom k J, sú porušené exogénnymi silami a narezané povrchovým tokom Torysy.

Druhým centrom väčšieho odvodňovania pieskovcového súvrstvia je oblasť severne od spojnice Klčov-Bijacovce. Obeh podzemných vôd v tejto oblasti usmerňujú úložné pomery pieskovcov a ílovcov. Pieskovce sú monoklinálne uložené k juhu až juhovýchodu so sklonom cca 10–15 °. Ílovcové súvrstvie je tenkobridličnaté a tvorí im bariéru so sklonom 80–90 °. Okrem toho celý tento komplex je poprelamovaný zlomami vz. a sj. smeru. V dôsledku týchto geologicko-tektonických pomerov k najväčšiemu výstupu podzemných vôd dochádza v doline s. od obce

Lúčka. Na zlome sj. smeru vyvierajú dva pramene: prameň č. 96-Javorek s Q = 0,2–7,5 l/s a č. 97 – Lentoška s Q = 0,9–6,0 l/s. Pramene v rokoch 1963–1975 nepravidelne pozoroval VVaK-Sp. Nová Ves. Obidva pramene sú v mesiacoch január-február minimálne výdatné a v mesiacoch marec-apríl maximálne, čo je v súlade s klimatickými pomermi. Celková mineralizácia vody prameňa č. 97 – Lentoška je 542,37 mg/l. Ďalšie pramene č. 100, 101 „Pri krížiku" vyvierajú v. nad Bijacovcami. Sú to pramene so sumárnou výdatnosťou od 2,03 do 4,32 l/s. Ich režim je podobný ako u predchádzajúcich prameňov s minimálnou výdatnosťou január – február, maximálnou marec–apríl s celkovou mineralizáciou 524,94 mg/l. Na overenie predpokladu, či ílovcová bariéra nespôsobuje vzdúvanie vôd v pieskovcovom súvrství, bol v oblasti severne od Klčova realizovaný hydrogeologický vrt (HGM–1), ktorým sa zistil nasledovný geologický profil:

0–4,0 m hlina s valúnmi pieskovcov – kvartér

4,0–34,6 m tmavosivé ílovce

34,6–76,0 m strednozrnné pieskovce s vložkami ílovcov.

Vrt dokumentoval maximálnu výdatnosť 0,3 l/s, pri s = 15,0 m. Jednotlivé prítoky vody boli zistené na základe rezistivimetrie do hĺbky 13,0 m. Celková mineralizácia vody je 740,6 mg/l.

Treťou oblasťou výstupu podzemných vôd je širšia oblasť obce Tichý Potok. Ako sme už spomenuli, uvedené okolie je budované pieskovcami so smerom vrstiev V–Z a miernym úklonom k J až JV. V tejto oblasti vyviera viac prameňov na pravej strane údolia, s výdatnosťami nad 1,0 l/s. Najvýznamnejší z nich je zachytený prameň č. 42 s výdatnosťou 1,46–15,6 l/s nepravidelne pozorovaný v rokoch 1974–1975 (Ľ. Cibuľka 1975). Okrem toho vyviera ďalšia časť vody v údolnej nive Torysy, v blízkosti úpätia svahu. V čase hydrometrovacích prác, v auguste 1974 a v auguste 1975, bol sumárny odtok z prameniska 43,7, resp. 26,2 l/s. Predpokladáme, že voda v tomto pramenisku, i vo vlastnom zachytenom prameni pochádza aj z povrchového toku Torysy. K dotácii, ktorá je spôsobená tektonikou, pravdepodobne dochádza od miesta náhlej zmeny smeru toku (severne od sútoku Torysy so Škapovou). Odtiaľ až po obec Tichý Potok boli hydrometrovacími prácami zistené postupné straty z povrchového toku (príl. 2). Podobný charakter majú aj pramene č. 41, západne od Tichého Potoka, kde na úpätí svahu vyviera viac prameňov v dĺžke asi 150 m s celkovou úhrnnou výdatnosťou od 1,3 do 16,3 l/s (nepravidelne pozorovaný v rokoch 1974–1975; L. Cibuľka 1975). Ďalšia časť vôd vystupuje na zlome sj. smeru v prameni č. 43 s výdatnosťou od 5–10 l/s.

Výstup vôd v tejto oblasti podmieňuje jej tektonické predisponovanie zlomami vz. a sj. smeru (J. Gíra 1975). Ďalším faktorom je podložné pieskovcovo-ílovcové súvrstvie, ktoré vystupuje na povrch západne od Brezovice n/T. Tvorí relatívne nepriepustné podložie, bariéru vodám v tektonicky porušených pieskovcoch. Oblasť je významná aj z vodohospodárskeho hľadiska, vzhľadom na kvartérne sedimenty, v ktorých sú západne od Brezovice situované studne s výdatnosťou do 30 l/s.

Predpokladáme, že tieto studne sú zásobované aj vodami z pieskovcového súvrstvia, ktoré do kvartérnych sedimentov prenikajú po tektonicky porušených pieskovcoch.

K väčšiemu odvodňovaniu pieskovcového súvrstvia dochádza aj v oblasti severne od obce Levočská Dolina, kde vyviera viac prameňov. Časť z nich je zachytená a využíva sa na zásobovanie mesta Levoče. Podstatná časť týchto prameňov sa sústreďuje v doline Peklisko (pr. č. 80; 81; 82–Peklisko) a v doline Smrdiace mláky (pr. č. 78). Prameň č. 82 a 78 VVaK–Sp. Nová Ves nepravidelne pozoruje od roku 1955. Celková výdatnosť prameňa č. 82 sa pohybuje od 2,0 do 12,6 l/s a prameňa č. 78 od 1,73 do 8,0 l/s. Ostatná časť prameňov dosahuje výdatnosť okolo 0,2 l/s. V čase väčších zrážok je výdatnosť až do 3,0 l/s, napr. prameň č. 83. Prevažná časť týchto prameňov má druhotne sutinový charakter s celkovou mineralizáciou vody od 254,9 mg/l do 271,6 mg/l. Obeh podzemných vôd sa viaže hlavne na zvetralinový plášť pieskovcov.

Na overenie stupňa zvodnenia pieskovcového súvrstvia v južnej časti Levočských vrchov bol severne od Levoče situovaný hydrogeologický vrt HR-2 (P. Repka 1972).

Geologický profil vrtu

0,0–0,5 m ornica

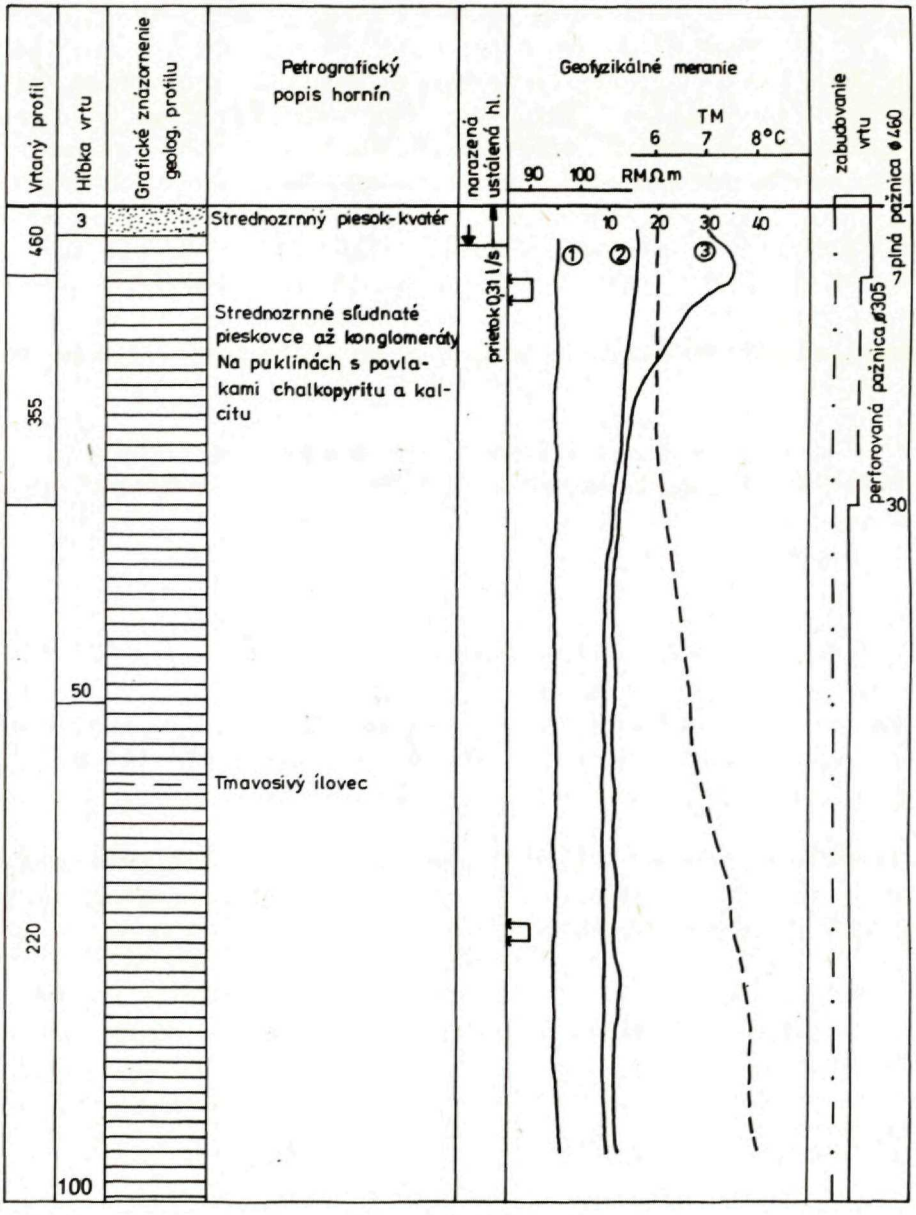
0,5–11,0 m štrkopiesok

11,0–100,0 m hrubozrnné pieskovce s vložkami ílovcov hrubými 0,2–3 m. Pomer pieskovcov k ílovcom je 9 : 1.

Počas vŕtania sa robili informatívne čerpacie skúšky, overujúce zvodnenie v závislosti od hĺbky. Jednotlivé prítoky boli zistené v hĺbke 13,5–14,6 m, 18 m a 91,2–92,0 m. Maximálna výdatnosť 1,2 l/s bola dokumentovaná pri znížení 25,5 m.

Sústredenejší výstup vôd na povrch je aj v severnej časti pohoria, kde pieskovcové súvrstvie tvorí morfologicky výraznú kvestu oproti jakubianskej brázde, ktorá je budovaná zvrásnenými ílovcovými vrstvami. Pieskovce sú strednozrnné až hrubozrnné, miestami prechádzajú do mikrozlepencov. Tvoria lavice hrubé 0,5–2,0 m, miestami s vložkami ílovcov. Napriek tomu, že majú generálny úklon k JV až J, vyviera v nich viac prameňov, a to na styku s podložnou ílovcovou litofáciou a vnútri pieskovcového komplexu. Pramene vyvierajúce vnútri komplexu majú puklinový a druhotne sutinový charakter a sústreďujú sa hlavne v oblasti jz. od Kolačkova, v doline Lomnické rieky, kde sa nachádzajú pramene č. 4, 9, 14 a 18. Pôvodná domnienka bola, že pramene vyvierajú na zlome, súbežnom s potokom Lomnické rieky. Na overenie tohto predpokladu sme v blízkosti sútoku Lomnických riek s Kolačkovským potokom situovali hydrogeologický vrt LZ–3, hlboký 100 m (obr. 4).

Počas vŕtania nastal v hĺbke 3,9 m prietok vody s výdatnosťou 0,3 l/s. Informatívnymi čerpacími skúškami sa sledovalo zvodnenie v závislosti od hĺbky. Prvá čerpacia skúška bola v hĺbke 25 m, kde pri jednotlivých zníženiach 2, 4 a 8 m bola dosiahnutá



Obr. 4 Hydrogeologický vrt LZ—3 v Kolačkove

výdatnosť 1,5, 2,5 a 3,7 l/s. Približne rovnaká výdatnosť, pri tých istých zníženiach, bola dosiahnutá aj v hĺbkach 54,0, 84 a 100,0 m. Súčasne sa sledoval aj chemizmus podzemných vôd v závislosti od hĺbky. Pri jednotlivých orientačných skúškach sa zistilo, že celková mineralizácia sa pohybovala od 182,19 do 216,78 mg/l. Z celkového hodnotenia vidno, že najväčší prítok je vo vrchnej časti pieskovcového súvrstvia, ktoré je porušené exogénnymi silami.

Potvrdili to aj geofyzikálne merania, pomocou ktorých sa zistili väčšie prítoky do hĺbky 10 m a nepatrné prítoky v hĺbkach 72,3–73,2 m.

Na vrte bola realizovaná 21-denná čerpacia skúška. Pri znížení 1 m sa dosiahla výdatnosť 1,0 l/s, pri znížení 10 m výdatnosť 5,2 l/s. Výdatnosť okolo 5,2 l/s sa dosiahla aj pri zníženiach 15,7 a 20,0 m (obr. 5). Výsledky čerpaceej skúšky poukazujú na to, že ide o plytký obeh, hlavne zo zóny zvetrania. Podobne to dokazujú aj výsledky chemických analýz. Celková mineralizácia podzemných vôd bola pri jednotlivých zníženiach nasledovná:

I. zníženia 198,93 mg/l
II. zníženie 187,72 mg/l
III. zníženie 218,82 mg/l

na konci čerpacej skúšky 224,99 mg/l.

Podzemná voda je kalcium-bikarbonátového nevýrazného typu.

Pramene č. 9, 14 a 18, sa nachádzajú v doline Lomnické rieky, majú druhotne sutinový charakter. Sú čiastočne zachytené a boli pozorované HMÚ. Najväčšiu výdatnosť dosahuje prameň č. 18 a č. 14. Prameň č. 18 sa nachádza na ľavej strane doliny. Voda vyviera medzi úlomkami až balvanmi pieskovcov, ktoré budujú priľahlý svah doliny. Za infiltračnú oblasť tohto prameňa pokladáme jeho priľahlý západný svah, pokrytý hrubou vrstvou pieskovcovej sutiny. Predpokladáme, že prameň sa najviac zásobuje z ľavej strany doliny, v ktorej tečie voda iba v čase dlhšie trvajúcich zrážok. Prameň má veľké výkyvy výdatnosti s rýchlou reakciou na zrážky. O jeho plytkom obehu svedčí aj celková mineralizácia vody. V čase priemerných klimatických pomerov (október 1973) mal prameň pri výdatnosti 5,0 l/s celkovú mineralizáciu vody 229,6 mg/l a v čase extrémnych zrážok (október 1974) bola celková mineralizácia vody 127,6 mg/l pri výdatnosti 10,0 l/s. Podobný charakter majú aj pramene č. 14 a 9. Prameň č. 14 je zásobovaný z povrchového toku západnej strany doliny Lomnických riek, kde sa vo výške 865 m v sutine stráca asi 20 l/s (15. júl 1975). Časť tejto vody vyviera na úpätí svahu pod prameňom č. 15 a ďalšia časť v prameni č. 14, ktorý mal v čase mapovacích prác výdatnosť 4,5 l/s. Celková výdatnosť tohto prameniska bola asi 20 l/s. Podobne aj pramene č. 9 a 4 a pramene v Kolačkovskom potoku č. 11 a 16 majú druhotne sutinový charakter s plytkým obehom a celkovou mineralizáciou vody do 220 mg/l. Výdatnosť prameňov č. 4, 9, 14 a 18 v závislosti od zrážok graficky dokumentujeme na obr. 6. Ako vidno z grafu, dosahujú najväčšiu výdatnosť v jarných mesiacoch, v čase roztápania snehu a najmenšiu v zimných mesiacoch (december–február). Podružné maximum dosahujú

v letných mesiacoch, keď dochádza k väčšej zrážkovej činnosti. U pozorovaného prameňa č. 4 vidieť, že od mesiacov marec–apríl, keď sa najviac dopĺňajú zásoby, dochádza k postupného vyprázdňovaniu, občas prerušovanému letnou zrážkovou činnosťou. Podobnú hydrogeologickú charakteristiku má pieskovcové súvrstvie v doline Jakubianky, kde vyviera viac prameňov. Nachádzajú sa prevažne v záveroch jednotlivých dolín, hlavne tam, kde pieskovce vytvárajú mohutnejší zvetralinový plášť. Sú to pramene č. 21, 24 a 34 na južných a západných svahoch kót Siminy, Kuligura, Zámčisko a ďalšie. Vyznačujú sa veľkým výkyvom výdatnosti, závislým od zrážok. Napríklad prameň č. 34 mal v septembri 1973 výdatnosť 1,2 l/s a v júli 1975 (po týždenných zrážkach) 12 l/s. Podobne aj prameň č. 24 a (v septembri 1973 mal Q = 1,3 l/s a v júli 1975 výdatnosť dosiahla 8,0 l/s). Celková mineralizácia týchto vôd sa pohybuje do 230 mg/l.

Ďalšia časť vôd vystupuje na severnom okraji pieskovcového súvrstvia vo forme vrstevných prameňov, alebo vytvára zamokrenia dlhé niekoľko 100 m. Vyvierajú na styku s podložnými ílovcovým súvrstvím, v úseku medzi Kolačkovom a Polomou. Výdatnosť týchto prameňov sa v dôsledku úklonu pieskovcového súvrstvia k juhu pohybuje od 0,1 do 0,6 l/s. Výnimku tvorí prameň č. 23 s Q=0,2—4,0 l/s.

Západná časť Levočských vrchov, najmä jej okrajová časť je v dôsledku väčšieho podielu ílovcovej zložky i pieskovcovom súvrství a úklonu súvrstvia k východu menej zvodnená. Ílovcové vložky tvoria izolátor v cirkulácii podzemných vôd. O ich nižšom zvodnení svedčia pramene, ktorých výdatnosť sa pohybuje od 0,1—0,3 l/s. Smerom do stredu pohoria pribúda pieskovcová zložka. Odrazom toho je výskyt prameňov s vyššou výdatnosťou. Ide najmä o pramene východne od obce Ihľany, prameň č. 30 —Zimná studňa, Q=1,5—7 l/s, celková mineralizácia 310,04 mg/l; pr. č. 31, Q=5,0 l/s (jún 1975); pr. č. 25, Q=0,7 l/s; pr. č. 37, Q=3,0 l/s, ďalej prameň v Ľubickej doline č. 52, Q=0,5—3,0 l/s, mineralizácia 358,8 mg/l a prameň č. 53, Q=0,75 l/s, mineralizácia 530,3 mg/l. Ďalšia časť, najmä druhotne sutinových prameňov, sa nachádza v záveroch dolín. Dosahujú výdatnosť 0,5 l/s a v čase väčších zrážok až 3,0 l/s. Pramene v blízkosti povrchových tokov (pr. č. 30) môžu byť ovplyvňované ich vodami.

Na overenie stupňa zvodnenia boli v západnej časti pohoria realizované dva hydrogeologické vrty — LZ—1 v Ľubici a LZ—2 v Holumnici.

Vrt LZ—1 v Ľubici je situovaný východne od obce v údolnej nive Ľubického potoka. Je 100,0 m hlboký.

Geologický profil

0,0— 4,0	tmavohnedá hlina s valúnmi štrkov-kvartér
4,0— 11,5	hrubozrnný piesok s úlomkami ílovcov
11,5— 26,0	strednozrnný vápnitý, silne sľudnatý pieskovec s tenkými vložkami ílovcov
26,0—100,0	cyklické striedanie vyššie uvedených pieskovcov a ílovcov v hrúbkach do 4 m.

Informatívnymi čerpacími skúškami sa zistilo, že vrt vykazuje najväčšie zvodnenie do hĺbky 20 m a v zóne navetrania. Potvrdili to i hydrokarotážne merania. Po ukončení vrtu dokumentovala 27-denná čerpacia skúška maximálnu výdatnosť 1,9 l/s pri znížení 20,0 m od úrovne terénu. Po ukončení čerpacej skúšky sa hladina vody ustálila na 3,7 m za 10 hodín a na 3,60 za ďalších 24 hodín. Celková mineralizácia vody vo vrte je 540,80 mg/l.

Z hľadiska stupňa zvodnenia tvorí výnimku vrt LZ—2 v Holumnici. Je situovaný v údolnej nive Holumnického potoka, založenej na zlome (J. Ilavský 1956). V mieste vrtu bol opakovanými hydrometrickými prácami zistený skrytý prienik do povrchového toku, uhrnne od 14 do 80 l/s pri jednotlivých prietokoch. Hydrochemickým mapovaním jednotlivých prameňov a povrchového toku sa zistilo, že prameň č. 12, ktorý sa nachádza asi 10 m od potoka, má celkovú mineralizáciu 498,0 mg/l; prameň č. 13 nachádzajúci sa na úpätí svahu, asi 120 m od potoka, má mineralizáciu 379,04 mg/l. Voda v povrchovom toku má mineralizáciu 304,04 mg/l. Výsledky z vyššie uvedených metód a predpokladaná existencia poruchového pásma nás viedli k lokalizovaniu 100 m hlbokého vrtu v blízkosti úpätia svahu, ktorým bol prevŕtaný nasledovný geologický profil:

0,0— 2,0 m hlina
2,0— 7,0 m jemnozrnný hrdzavohnedý piesok
7,0—100,0 m jemnozrnné silne muskovitické pieskovce s kalcitickými žilkami do 0,5 m.

Počas vŕtania v hĺbke okolo 29,0 m boli navŕtané pomerne silné tektonicky porušené pieskovce. Orientačné čerpacie skúšky v jednotlivých hĺbkach ukázali, že k najväčším prítokom dochádza do hĺbky 30,0 m.

Geofyzikálne merania zistili prítoky vôd v nasledovných hĺbkach: 8—9,6 m; 16,0 m; 22,6 m; 29,0 m; 53,8—54,2 m; 22-dňová čerpacia skúška dokumentovala maximálnu výdatnosť 8,7 l/s, pri s=20,0 m.

Po skúške vystúpila hladina v priebehu dvoch hodín na výšku 4,3 m a ustálila sa za 62 hodín na výške 1,1 m pod terénom. Počas čerpacej skúšky sme sledovali výdatnosť prameňa č. 13. Na začiatku skúšky mal výdatnosť 0,17 l/s. Ovplyvnilo ho tretie zníženie. Potom mal klesajúcu tendenciu a na konci čerpacej skúšky dosahoval výdatnosť 0,03 l/s. V priebehu stúpacej skúšky výdatnosť vzrástla na 0,08 l/s.

Podobne bol sledovaný chemizmus vody vo vrte. Na konci prvého zníženia bola celková mineralizácia 557,74 mg/l, na konci čerpacej skúšky — 590,14 mg/l. Celková mineralizácia jednotlivých prameňov č. 13 a č. 12 bola 397,6, resp. 498,08 mg/l a mineralizácia vody v povrchovom toku 310,6 mg/l.

Ďalšou oblasťou, kde dochádza k väčšiemu sústredeniu, je oblasť severne od Braniska. Pieskovcové až mikrozlepencové súvrstvie je synklinálne uložené a poprestupované zlomami sj. smeru. Leží v nadloží nízko zvodneného pieskovcovo-ílovcového súvrstvia. Najväčšie sústredenie vôd je v údolí potoka Malá Svinka, kde vyviera viac prameňov. Najväčšiu výdatnosť — 2,9—9,5 l/s (za hydrologický rok 1972)

dosahuje prameň č. 73 „Na záhumní" a prameň č. 72. Pramene vyvierajú na zlomoch, súbežných s okrajovým zlomom Braniska. Ďalej sa táto pieskovcová synklinála odvodňuje formou skrytých prienikov do povrchového toku Malá Svinka. Najväčší prienik 60 l/s bol zistený v úseku dlhom asi 1 km nad Uzovskými Pekľanmi, smerom na Renčišov. Túto pieskovcovú synklinálu odvodňujú aj pramene, ktoré sa nachádzajú na jej styku s podložným, nízko zvodneným pieskovcovo-ílovcovým súvrstvím. Vyvierajú južne od Dačova a Dubovice. Niektoré z nich sú zachytené a vodohospodársky sa využívajú.

Ostatné pramene, vyvierajúce z pieskovcového súvrstvia, majú druhotne sutinový charakter. Majú plytký obeh a viažu sa najmä na zónu zvetrania. V čase sucha väčšina z nich zaniká alebo majú veľmi nízku výdatnosť. Nachádzajú sa prevažne v záveroch dolín, kde vytvárajú i niekoľko 100 m^2 veľké mokrade, a to hlavne tam, kde je väčší podiel ílovcovej zložky. Z vodohospodárskeho hľadiska sú tieto pramene bezvýznamné.

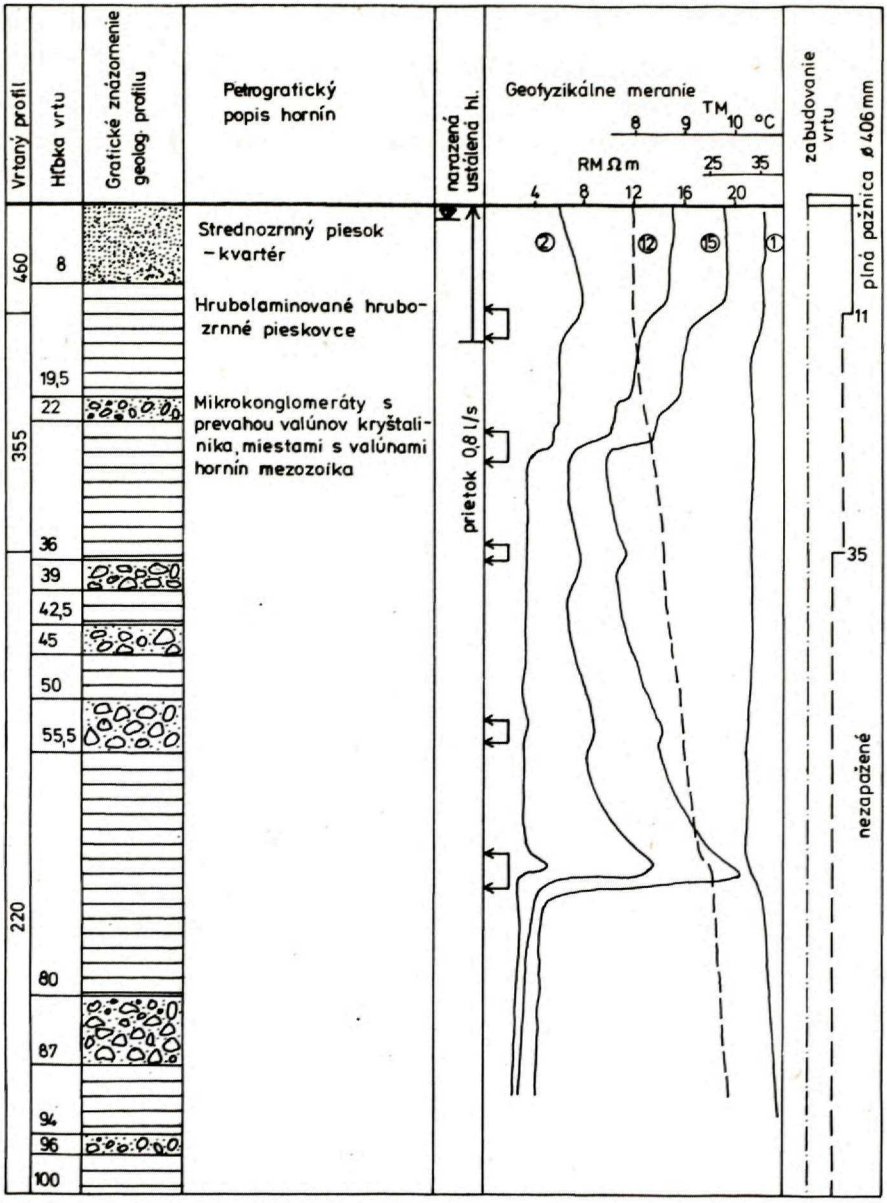
Na základe toho, že k najväčšiemu odvodňovaniu pieskovcového súvrstvia dochádza v údolí Malej Svinky, a to či už vo forme prameňov, alebo skrytých prestupov, bol v blízkosti prameňa č. 72 realizovaný hydrogeologický vrt LZ—4, hlboký 100 m (obr. 7).

Počas vŕtania nastal v hĺbke 14,0 m prietok s výdatnosťou 0,8 l/s na ústi vrtu. V hĺbkach 25,0; 50; 80 a 100 sa realizovali informatívne čerpacie skúšky.

znižovanie v m	hĺbka vrtu v m			
	25	50	80	100
2,0	0,5 l/s	1,0 l/s	1,9 l/s	0,8 l/s
4,0	0,9 l/s	1,1 l/s	1,9 l/s	1,7 l/s
8,0	1,6 l/s	1,6 l/s	1,6 l/s	—
Celková mineralizácia v mg/l	—	—	375,4	390,48

Po ukončení vrtných prác 23-denná čerpacia skúška (obr. 8) dokumentovala maximálnu výdatnosť 4,5 l/s pri s=19,8.

Po jej ukončení nastal na vrte prietok za 1 hodinu a počas troch dní merania sa ustálila na 0,83 l/s. Počas čerpacej skúšky sa súčasne sledovala teplota vody vo vrte a teplota a výdatnosť prameňa č. 72. Teplota vody vo vrte sa pohybovala od 8,5 do 8,8 °C. Výdatnosť prameňa na začiatku čerpacej skúšky bola 3,12 l/s, pri druhom znížení poklesla na 3,03. Teplota vody prameňa sa pohybovala od 8,4 do 9,0 °C. Z výsledkov čerpacej skúšky vidno, že nedošlo k výraznému ovplyvneniu výdatnosti prameňa.



① prirodzený zámer ② prvý zámer po zasolení ⑫ dvanásty zámer po zasolení

⑮ posledný zámer po zasolení ← prítok vody do vrtu — — — termometria

Obr. 7 Hydrogeologický vrt LZ—4 v Uzovských Pekľanoch

Nízko zvodnené súvrstvie

Relatívne najzvodnenejšie je *prechodné pieskovcové súvrstvie* (pieskovce prevažujúce nad ílovcami). Dosahuje menšie plošné rozšírenie a na povrch vystupuje hlavne v západnej časti Levočských vrchov. Obeh podzemných vôd je v dôsledku cyklického striedania pieskovcov a ílovcov obmedzený. Najčastejšie sa viaže na zónu zvetrávania. Súvrstvie odvodňujú prevažne druhotné sutinové pramene s výdatnosťou do 0,2 l/s. Väčšiu výdatnosť dosahujú pramene vyvierajúce z tohto súvrstvia v tých miestach, kde pieskovce dosahujú väčšiu hrúbku. Je to hlavne v oblasti Vrbova, kde vyviera prameň č. 74 (s−Q=0,15−1,1 l/s); prameň č. 75 (Q = 0, 2—0,7 l/s) a prameň pri Žakovciach (Q=0,3—1,66 l/s). Dôležitú úlohu pritom majú tektonické pomery, ktoré súvrstvie porušili, a tak dochádza k infiltrácii s väčším hĺbkovým i dĺžkovým dosahom.

Pre overenie stupňa priepustnosti v závislosti od hĺbky bol v súvrství realizovaný hydrogeologický vrt LZ—5 hlboký 150,0 m (obr. 9). Počas vŕtania sa robili 24-hodinové čerpacie skúšky, ktoré zistili pri rovnakých zníženiach nasledovné narastanie výdatnosti v závislosti od hĺbky (tab. 4).

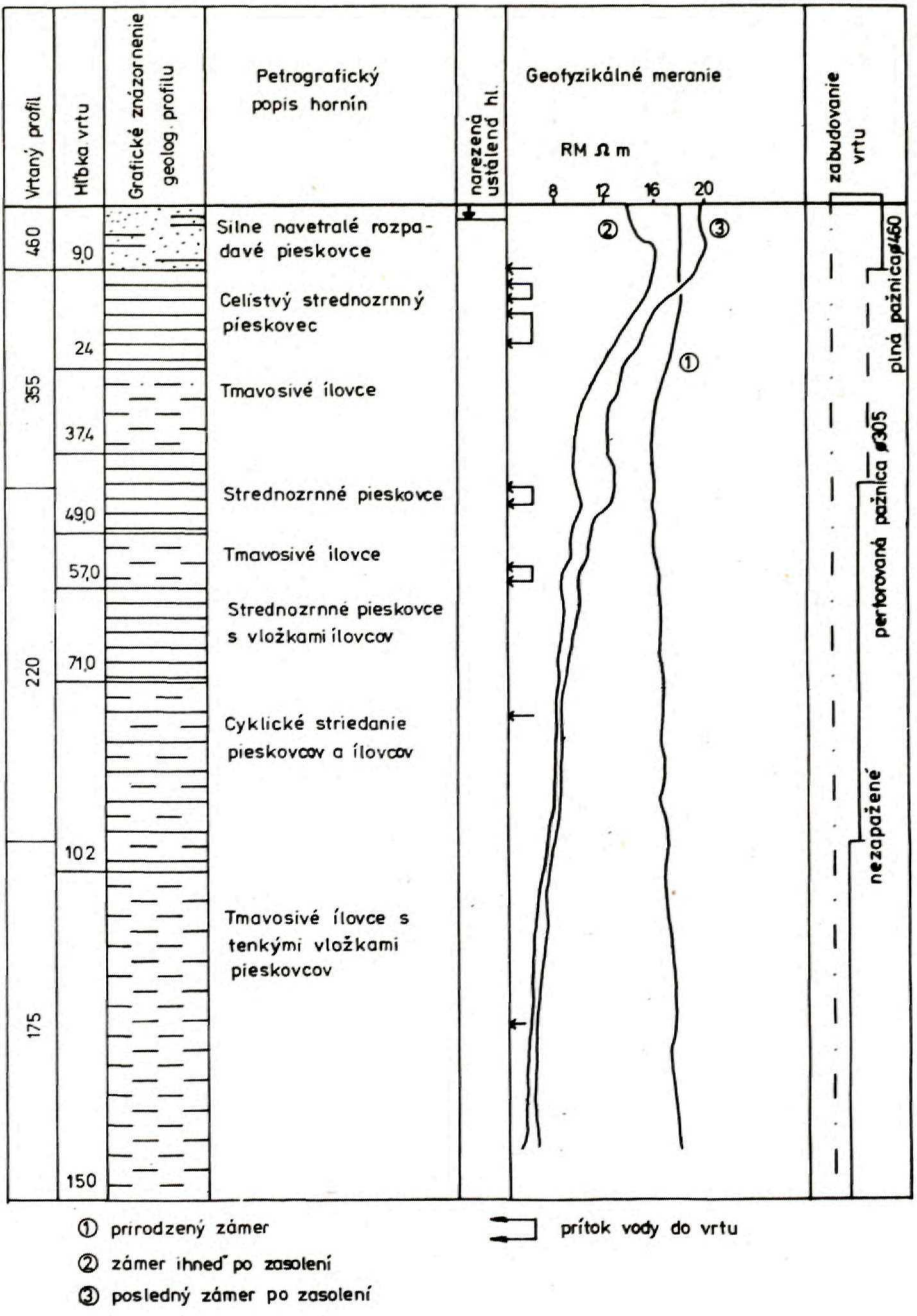
Zníženie v m	Hĺbka vrtu		
	25 m	50 m	75 m
3,0	0,05 l/s	0,11 l/s	0,23 l/s
5,0	0,08 l/s	0,37 l/s	0,53 l/s
10,0	0,14 l/s	—	1,61 l/s

Čerpacia skúška (27 dní) zistila pri jednotlivých zníženiach nasledovnú výdatnosť:

s	m	Q l/s	Doba čerpania v dňoch
I.	4,1	1,6	3
II.	6	2,8	3
III.	15	6,4	4
IV.	30	9,4	5
max.	35,3	9,6	12

Ako vidno z grafu (obr. 10), krivka výdatnosti po zníženie 18,4 m má priamkový charakter. Pri tomto znížení sa lomí. Od tohto zníženia po dosiahnuté maximálne zníženie narastá výdatnosť veľmi pomaly (1,2 l/s). Pri znížení 34,6 m dosiahla výdatnosť 10 l/s a po štyroch dňoch čerpania sa ustálila na 9,6 l/s.

Výdatnosť prameňa pred začatím vrtných prác bola 0,25 l/s. Po odvŕtaní vrtu a po informatívnych čerpacích skúškach sa zvýšila na 0,74 l/s. Pri dlhodobej čerpacej



Obr. 9 Hydrogeologický vrt LZ—5 vo Vrbove

Tabuľka 5

	vrt LZ—5					Prameň pri vrte					Rybník				
Dátum	16. 5. 1975	19. 5. 1975	23. 5. 1975	27. 5. 1975	9. 6. 1975	16. 5. 1975	19. 5. 1975	23. 5. 1975	27. 5. 1975	9. 6. 1975	16. 5. 1975	19. 5. 1975	23. 5. 1975	27. 5. 1975	9. 6. 1975
$S_1(Cl+NO_3)$	4,98	3,9	3,78	4,6	6,06	9,12	4,36	5,08	4,28	3,66	7,08	7,47	9,96	9,78	7,02
$S_1(SO_4)$	9,86	10,52	12,34	11,68	12,2	—	—	—	—	—	—	—	0,13	1,53	—
$S_2(Cl+NO_3)$	—	—	—	—	—	22,18	29,04	28,7	28,12	28,02	4,20	2,8	0,05	—	4,38
$S_2(SO_4)$	—	—	—	—	—	19,08	21,75	20,28	17,41	17,88	21,67	21,72	19,13	16,98	19,76
A_1	40,74	39,18	40,32	37,63	30,54	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A_2	44,4	46,4	43,34	45,86	51,0	49,68	44,81	45,88	50,14	50,39	66,93	67,90	70,39	71,5	68,72
A_3	0,02	st.	0,22	0,22	0,2	st.	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,06	0,34	0,2	0,12
Na/K	57,1	54,9	53,7	53,2	59,9	21,06	8,76	9,81	18,70	53,57	5,35	6,37	7,36	21,02	42,09
Mg/Ca	0,76	0,75	0,78	0,84	0,77	0,25	0,26	0,24	0,35	0,3	0,93	0,94	0,47	0,44	0,48
SO_4/M	0,041	0,053	0,062	0,059	0,061	0,096	0,109	0,102	0,088	0,090	0,109	0,110	0,097	0,094	0,099
M	1037,3	959,9	888,3	844,5	782,6	606,6	563,7	549,9	564,4	586,1	485,4	473,3	507,7	541,0	483,5
s/m	4	6	15	30	35,3										
Q l/s	1,6	2,8	6,4	9,4	9,6										

skúške výdatnosť prameňa pri znížení 30 m poklesla na 0,6 l/s a pri znížení 34,0 m na 0,5 l/s. Súčasne s výdatnosťou prameňa a vrtu bola sledovaná teplota vody vo vrte a prameni. Ako ukazuje graf (obr. 10), teplota vody vo vrte bola na začiatku čerpacej skúšky 12 °C. Počas čerpania klesla pri znížení 15 m na 11 °C a pri znížení 30,0 m na 10 °C.

So zreteľom na dané geologické prostredie sa dosiahla pomerne vysoká výdatnosť, a keďže sa vrt nachádza asi 80 m od novovybudovaného rybníka, považovali sme za potrebné počas dlhodobej čerpacej skúšky sledovať pri jednotlivých zníženiach i chemizmus vody vo vrte, v prameni č. 75, nachádzajúcom sa 7 m od vrtu a vody v rybníku. Cieľom bolo zistiť mieru vzájomného ovplyvnenia. Ako vidieť z tabuľky 5, voda vo vrte v porovnaní s chemizmom vody prameňa a rybníka má hlbší obeh.

Prechodné pieskovcové súvrstvie vystupuje ďalej na povrch v sz. časti pohoria. Odvodňuje ho väčší počet prameňov s výdatnosťou do 0,2 l/s a s teplotou vody 6—7 °C. Pramene sa nachádzajú zväčša v záveroch dolín a vytvárajú mokrade, veľké niekoľko desať m^2.

Ílovcovo-pieskovcové súvrstvie (ílovce v prevahe nad pieskovcami) vystupuje na povrch v sv. časti Levočských vrchov, odkiaľ prechádza v súvislom pruhu do východnej časti Šarišskej vrchoviny. Leží v podloží stredne zvodneného pieskovcového súvrstvia. Na styku ílovcov s pieskovcami vystupujú podzemné vody vo forme vrstevných prameňov s výdatnosťou do 0,3 l/s. Ich infiltračné oblasti tvorí pieskovcové súvrstvie. Vystupujú v oblasti južne od Dačova a Dubovice. Obeh podzemných vôd v súvrství je plytký a zväčša sa viaže na zónu zvetrávania. Pramene sú druhotne suťového charakteru s výdatnosťou do 0,2 l/s.

Veľmi nízko zvodnené sedimenty

Ílovcové súvrstvie vystupuje na povrch v jakubianskej brázde mimo študovaného územia. Leží v podloží stredne zvodneného pieskovcového súvrstvia. Na základe svojho litologického charakteru a intenzívneho zvrásnenia sa vyznačuje veľmi nízkym stupňom zvodnenia. Pramene v tomto súvrství dosahujú výdatnosť do 0,1 l/s. Väčšiu výdatnosť dosahujú na styku s nadložným pieskovcovým súvrstvím, kde vystupujú vody vo forme prameňov alebo mokradí a dosahujú plochu i niekoľko 100 m^2. Celkove sa toto súvrstvie vyznačuje plytkým obehom podzemných vôd.

Zhodnotenie vzájomných vzťahov podzemných a povrchových vôd

Na významnejších povrchových tokoch boli v rámci celého pohoria po prvýkrát urobené hydrometrické práce, aby sa zistili vzájomné vzťahy povrchových a podzemných vôd. Merania sa uskutočnili za priemerných hydrologických podmienok v mesiacoch júl—august 1974 (príl. 2). Mapa dostatočne dokumentuje vzájomné vzťahy povrchových a podzemných vôd.

Výsledky merania na jednotlivých tokoch ukázali, že k najväčším prienikom podzemných vôd do povrchového toku dochádza na hornom toku Torysy. V úseku dlhom asi 10 km skryte prestupuje do povrchového toku 160 l/s. Od sútoku Torysy so Škopovou až pod obec Tichý Potok dochádza k postupným stratám vôd z povrchového toku do horninového komplexu — úhrnne 93,5 l/s. Tento úsek je tektonicky predisponovaný zlomami smeru V-Z a S-J. V oblasti Škopovej o tom svedčí aj náhla zmena smeru Torysy — zhruba o 90°. Predpokladáme, že časť týchto prestupujúcich vôd vyviera v prameňoch č. 41 a 42 a ďalšia časť prestupuje do povrchového toku pod obcou Tichý Potok. V poslednom meranom úseku boli zistené straty vody z povrchového toku do kvartérnych sedimentov úhrnne 19,1 l/s.

Hydrometrovacie práce na povrchovom toku Torysy sme zopakovali, aby sa overili výsledky z prvého merania. Merali sme pri nižších vodných stavoch (posledný profil v Brezovici n/Torysou — 663,2 l/s) a dosiahli sme približne rovnaké výsledky. Medzi prvým merným profilom a profilom nachádzajúcim sa pod obcou Torysky sme zistili skrytý prienik do povrchového toku úhrnne 52,8 l/s. Z prameňov v Toryskách odtekalo v tomu čase 15,6 l/s. Ďalší skrytý prienik do povrchového toku sme zistili v oblasti Nižných Repašov (72,2 l/s). Aj pri druhom meraní sme zistili straty do horninového komplexu, a to od úseku nad sútokom Škapovej s Torysou po merný profil v obci Tichý Potok — celkove 75,6 l/s. Ďalej dochádza v smere toku k prieniku do povrchového toku. V poslednom úseku, kde sú lokalizované exploatačné vrty, zaznamenali sme stratu z povrchového toku 23,2 l/s.

Slavkovský potok

Jeho ľavostranný prítok Dolinka s prítokmi odvodňuje strednozrnné až hrubozrnné pieskovce až mikrozlepence. Po sútok so Slavkovským potokom, t. j. v dĺžke 2 km, bol zistený skrytý prienik do povrchového toku celkove 41,8 l/s; od sútoku po obec Nižný Slavkov ďalších 24,2 l/s. Od tohto profilu po merný profil pod obcou Brezovička dochádza k stratám z povrchového toku celkove 61,0 l/s. V poslednom meranom úseku, nad sútokom Slavkovského potoka s Torysou, sme zistili skrytý prienik do povrchového toku, celkove 70,2 l/s.

Jakubianka

Povodie potoka je tvorené pieskovcovým súvrstvím s vápnitým až kremitým tmelom. V jeho hornom toku prietok postupne narastá, čo však z vodohospodárskeho hľadiska nemá význam. Najväčšia anomália — skrytý prienik do povrchového toku, je v strednej časti toku — 58,9 l/s. Pri vyústení toku z pieskovcového súvrstvia do ílovcov sa údolná niva rozširuje; vyplnená je kvartérnymi sedimentmi, v ktorých sa postupne strácaju vody z povrchového toku.

Kolačkovský potok a Lomnické rieky

Oba potoky odvodňujú územie budované strednozrnnými až hrubozrnnými pieskovcami. V povodí Lomnických riek, v ich údolnej nive, vyviera viac prameňov. V smere toku prietok postupne narastá. Najväčší prienik sme zistili nad sútokom s Kolačkovským potokom — 28,1 l/s.

Podobné hydrologické pomery sú aj v Kolačkovskom potoku, kde sa prietok postupne zvyšuje. Od sútoku potokov po Kolačkov mierne narastá — 4,15 l/s a od obce Kolačkov sa údolna niva rozširuje a je tvorená hrubšími polohami kvartérnych sedimentov, povrchová voda sa postupne v nich stráca.

Holumnický potok

Povodie Holumnického potoka je v hornom toku budované zväčša pieskovcami s malým podielom ílovcovej zložky. V strednom a dolnom toku narastá ílovcová zložka na úkor pieskovcov. V hornom toku medzi jednotlivými profilmi preniká do povrchového toku asi 25,0 l/s. V úseku nad Ihľanmi sa údolie rozširuje a čiastočne vypĺňa kvartérnymi sedimentmi, do ktorých presakuje 36,2 l/s vody. Odtiaľto až po profil 500 m sz. od obce Jurské preniká do povrchového toku úhrnne 104,4 l/s. Tento zvýšený prírastok v úseku 2,5 km dlhom je spôsobený tým, že sa údolna niva od Ihlian po Jurské zužuje, a tým umožňuje prienik vody z kvartérnych sedimentov. Ďalej po sútok s riekou Poprad sa voda stráca a opätovne vychádza na povrch do povrchového toku.

Ľubica

So svojimi prítokmi — Zadná dolina, Kamenná dolina, Retňok, Kúpeľná dolina a Ľubická dolina — odvodňuje územie tvorené pieskovcami, ktoré má v porovnaní s východnou časťou pohoria na strednom a dolnom toku väčší podiel ílovcovej

zložky. V hornom toku Ľubice a v jej ľavostranných prítokoch prietok postupne narastá, no z hľadiska vodohospodárskeho je bezvýznamný. Od sútoku Kamennej doliny so Zadnou dolinou pod sútok s Retňokom je údolna niva široká od 100 do 300 m, vyplnená kvartérnymi sedimentmi, do ktorých prestupuje voda z povrchového toku v množstve 25,2 l/s. Od uvedeného profilu po profil, ktorý sa nachádza pod sútokom s Ľubickou dolinou sme zistili skryté prieniky do povrchového toku celkove 72,9 l/s. V dolnom toku prietok postupne mierne rastie. Podobne sa aj prietok bočných ľavostranných prítokov mierne zvyšuje.

Levočský potok

Odvodňuje južnú časť Levočských vrchov budovanú pieskovcovým súvrstvím. Medzi profilmi v hornom toku sa voda stráca do kvartérnych sedimentov, potom v úseku dlhom 2 km preniká do povrchového toku 46,7 l/s. V dolnom toku sa striedajú straty alebo prírastky od 14 do 17 l/s, podľa toho, ako sa zužuje a rozširuje údolna niva.

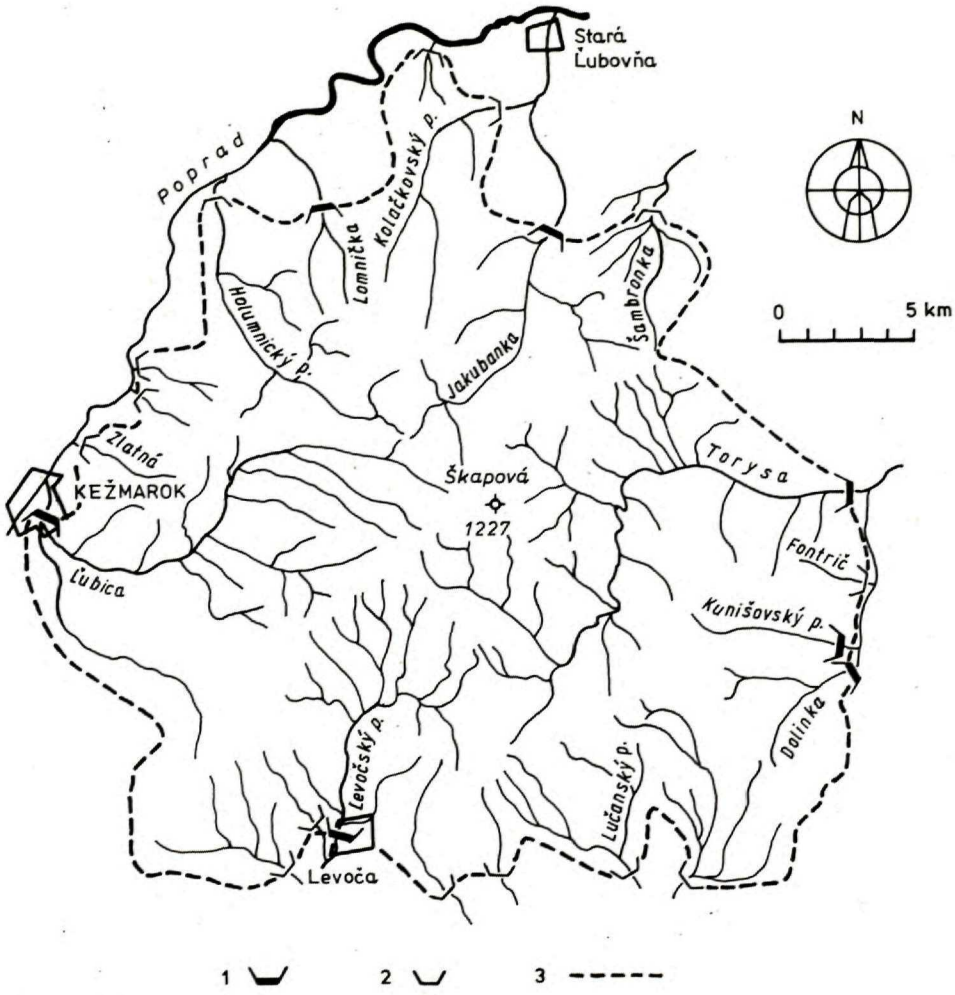
Lučanský potok

Odvodňuje časť územia, budovaného v hornom toku pieskovcami až mikrozlepencami. V strednom a dolnom toku sa vyskytujú polohy ílovcov. Údolím Lučanského potoka prebieha poruchové pásmo, z ktorého vyvierajú pramene č. 96 a č. 97. Hydrometrickými prácami boli zistené prírastky nad sútokom Mlynského a Lučanského potoka—celkove 11,0 l/s. Od sútoku po profil nad obcou Lúčka sú straty 6,75 l/s a od tohto profilu po profil nad Jablonovou prestupuje voda do povrchového toku.

Ďalšie hydrometrické práce sa robili na povrchovom toku Malá Svinka, ktorý odvodňuje pieskovcové až mikrozlepencové súvrstvie. Meranie bolo robené v úseku od merného profilu pod obcou Renčišov po styk pieskovcov s pieskovcovo-ílovcovým súvrstvím. Najväčší prírastok vody (60 l/s) do povrchového toku bol v úseku dlhom 1 km medzi obcami Uzovské Pekľany a Renčišov.

Orientačné bilančné hodnotenie

Riešenie bilančných otázok vychádza z možností daných geologickou stavbou územia. Na základe doterajších výsledkov geologického, prípadne hydrogeologického výskumu nie je možné vyčleniť samostatné hydrogeologické štruktúry, ktoré by mali vlastný režim podzemných vôd. Preto podávame orientačnú bilanciu pieskovcového súvrstvia centrálnej časti Levočských vrchov za hydrologický rok 1974 (obr. 11). Rozlohy bilancovaného pieskovcového súvrstvia je 596 km^2.

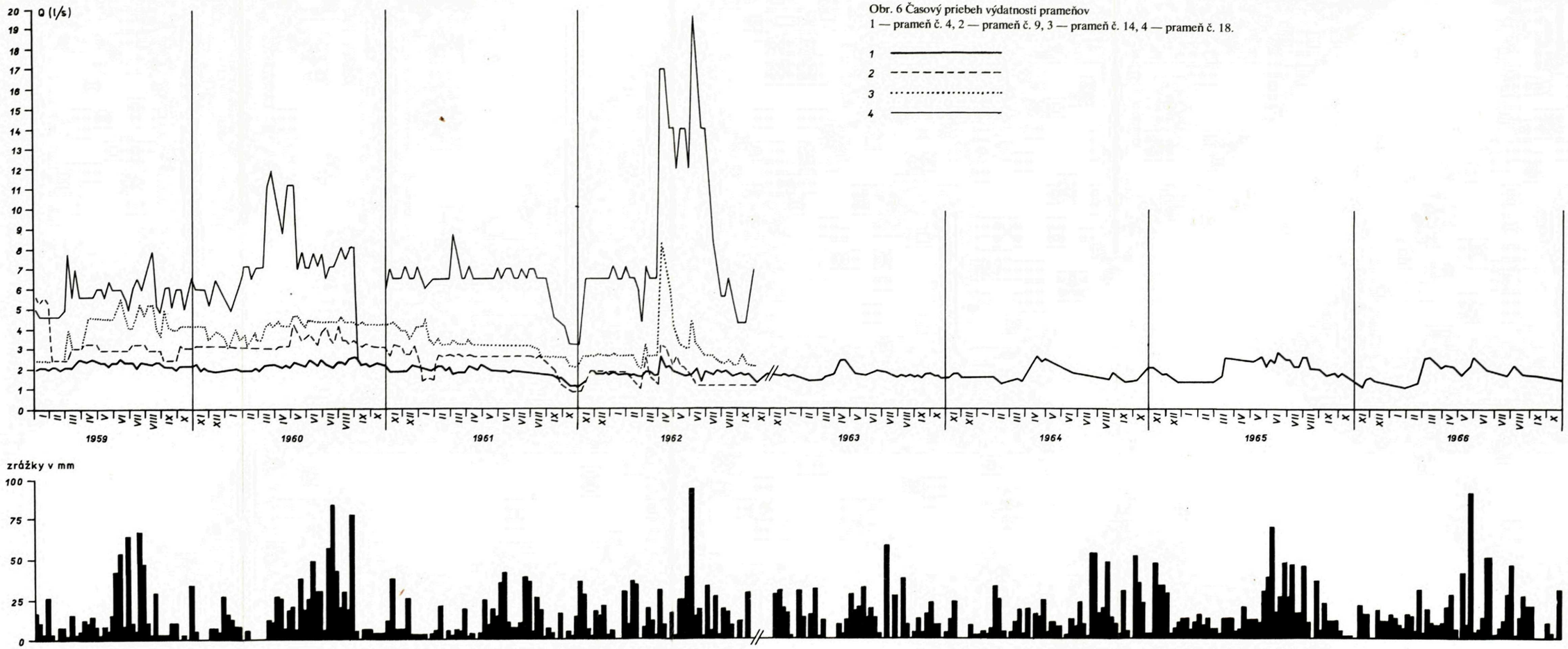


Obr. 11 Mapa bilancovanej oblasti
1 — merný objekt — sústavne pozorovaný, 2 — hydrometrický profil, 3 — ohraničenie bilancovanej oblasti.

Priemerné hodnoty mesačných odtokov vôd v l/s z hodnoteného územia rok 1974

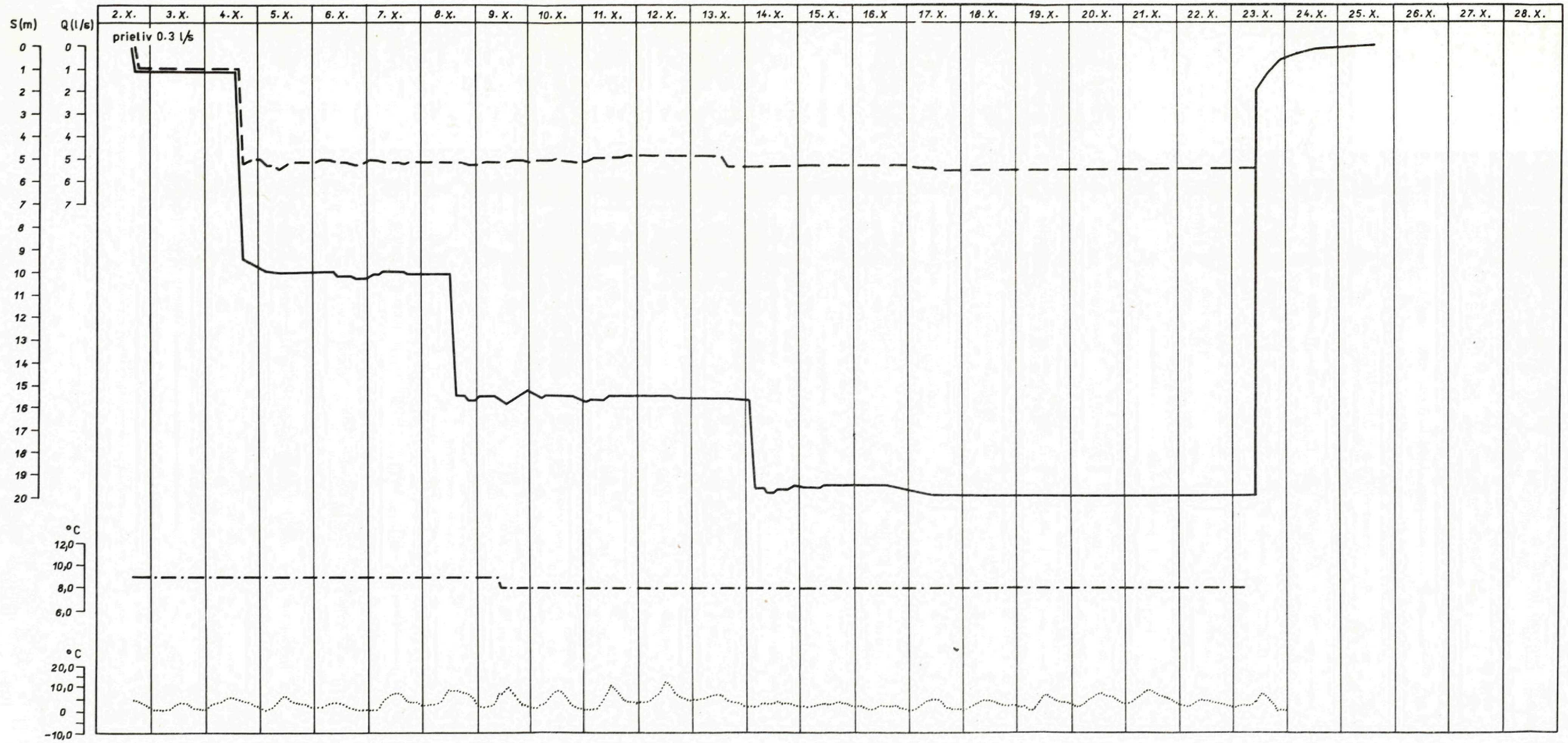
Tabuľka 6

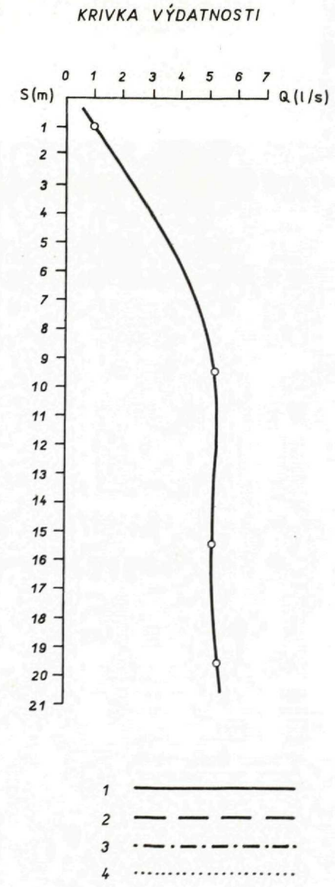
Stanica Tok	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Ročný priemer
Levoča													
Levočský potok	71,0	56,0	70,0	221,0	173,0	133,0	409,0	771,0	235,0	242,0	240,0	1520,0	345,0
Levoča													
Končistá	5,08	4,0	5,0	15,88	12,42	9,56	29,41	55,46	16,81	17,38	17,26	85,55	22,81
Levoča	31,14	24,57	30,65	91,32	76,15	58,63	180,28	339,89	103,40	106,56	105,83	542,31	140,89
Kežmarok													
Ľubica	245,0	233,0	301,0	524,0	509,0	349,0	897,0	1710,0	610,0	956,0	386,0	3540,0	855,0
Kežmarok													
Zlatná	21,55	19,33	26,51	46,18	44,91	30,75	79,10	150,9	53,75	84,33	34,0	312,16	75,35
Spišská Belá	10,0	12,0	13,0	25,74	10,96	8,86	34,60	83,1	23,6	62,28	14,86	145,44	37,05
Spišská Belá	8,60	10,36	11,19	22,0	9,39	7,59	29,66	71,74	20,23	53,38	12,74	124,66	31,77
Holumnica													
Holumnický potok	101,02	121,73	131,45	259,11	110,32	89,18	348,30	842,44	237,5	626,8	149,6	1463,8	371,95
Lomnička													
Lomnička	25,91	31,36	33,84	66,70	28,44	23,01	89,62	216,66	61,12	161,23	38,58	316,42	91,08
Forbasy	16,25	19,58	21,14	41,68	17,74	14,34	56,03	135,52	38,21	100,84	24,07	235,48	60,09
Kolačkov													
Kolačkovský potok	106,94	114,18	229,2	369,5	459,2	211,3	952,7	1022,3	247,5	433,0	157,3	1487,7	483,4
Jakubany													
Jakubianka	199,5	212,9	426,9	688,3	855,4	393,8	1773,8	1903,6	460,9	825,0	293,0	2804,5	903,1
Šambron													
Šambronka	59,7	63,7	127,9	149,9	256,4	118,0	531,9	570,8	138,2	247,4	87,8	840,9	266,0
Brezovica n. Tor.													
Torysa	262,0	210,0	557,0	1210,0	1050,0	579,0	2570,0	3850,0	925,0	2140,0	851,0	9550,0	1979,5
M. Slavkov													
Fontrič	19,5	9,2	13,6	36,1	16,8	8,3	48,6	100,4	30,5	58,2	24,4	245,6	50,9
M. Slavkov													
Kunišovský potok	49,0	23,0	34,0	30,0	42,0	21,0	121,0	250,0	76,0	145,0	61,0	611,0	127,0
M. Slavkov													
Dolinka	49,0	36,0	50,0	128,0	57,0	35,0	202,0	277,0	164,0	180,0	150,0	714,0	170,0
Studenec	45,4	33,2	46,3	118,7	52,7	32,6	187,5	257,0	152,0	167,1	139,2	663,1	157,9
Jablonov	63,2	46,3	64,5	165,3	73,4	45,0	261,1	357,8	211,9	232,7	193,7	923,1	219,8
Klčov	5,5	4,4	5,5	17,4	13,6	10,5	32,3	61,0	18,5	19,1	19,0	94,1	25,1
Sp. Hrhov	14,2	11,2	14,0	44,4	14,2	26,7	82,3	155,3	47,2	48,7	48,3	239,6	65,1
Celkový odtok	1410,1	1087,2	2230,9	4331,8	3365,2	2205,3	8916,6	13182,4	3872,0	6933,2	3048,0	26459,9	6537,7
Špecifický odtok	2,36	1,82	3,74	7,26	5,64	3,70	14,96	22,1	6,49	11,63	5,11	44,39	10,76



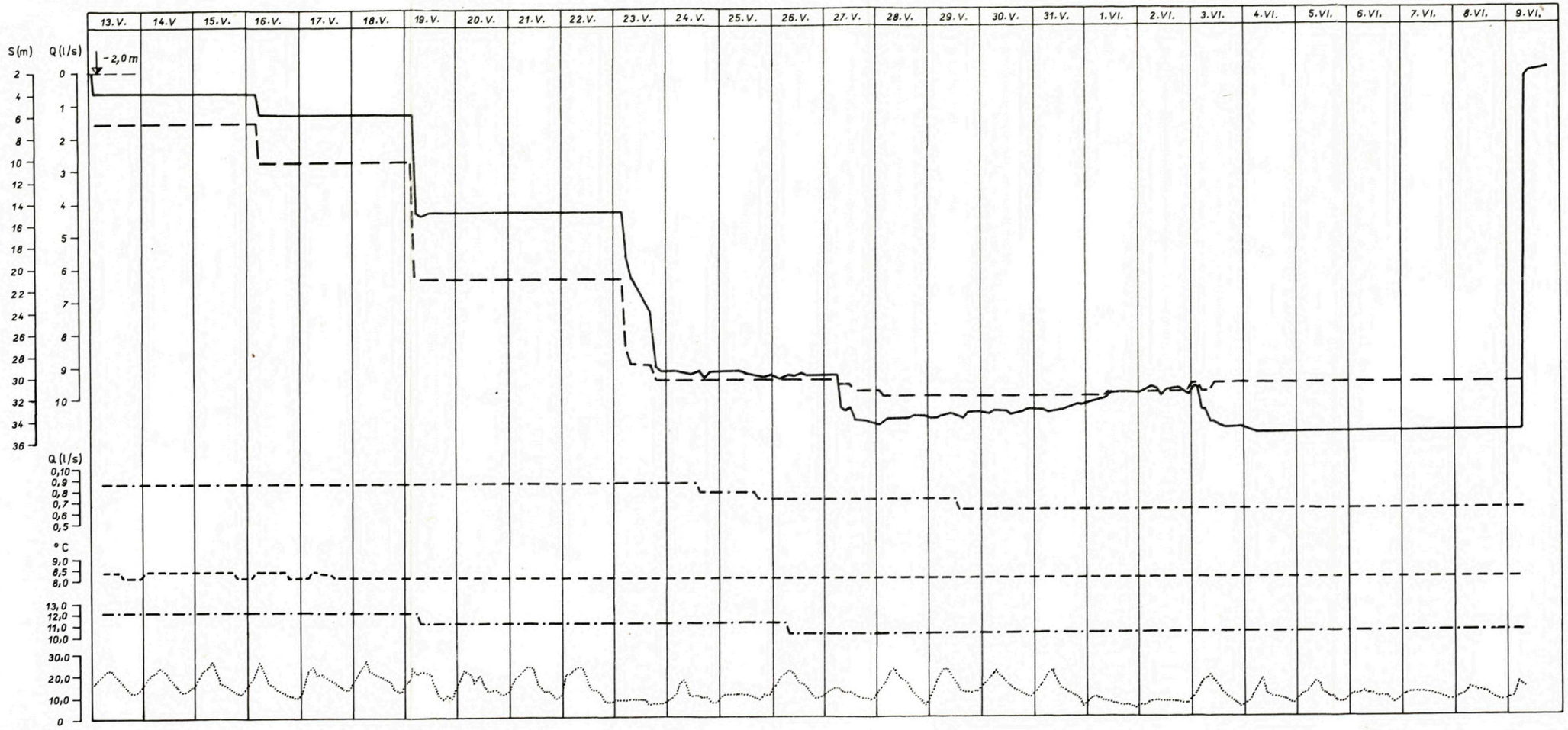
Obr. 6 Časový priebeh výdatnosti prameňov
1 — prameň č. 4, 2 — prameň č. 9, 3 — prameň č. 14, 4 — prameň č. 18.

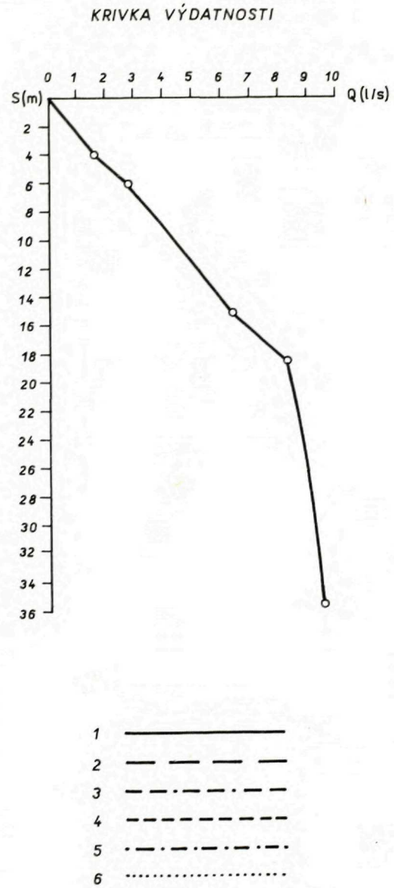
Obr. 5 Čerpacia skúška na vrte LZ—3
1 — čiara zníženia, 2 — čiara výdatnosti, 3 — teplota vody vrtu, 4 — teplota vzduchu.





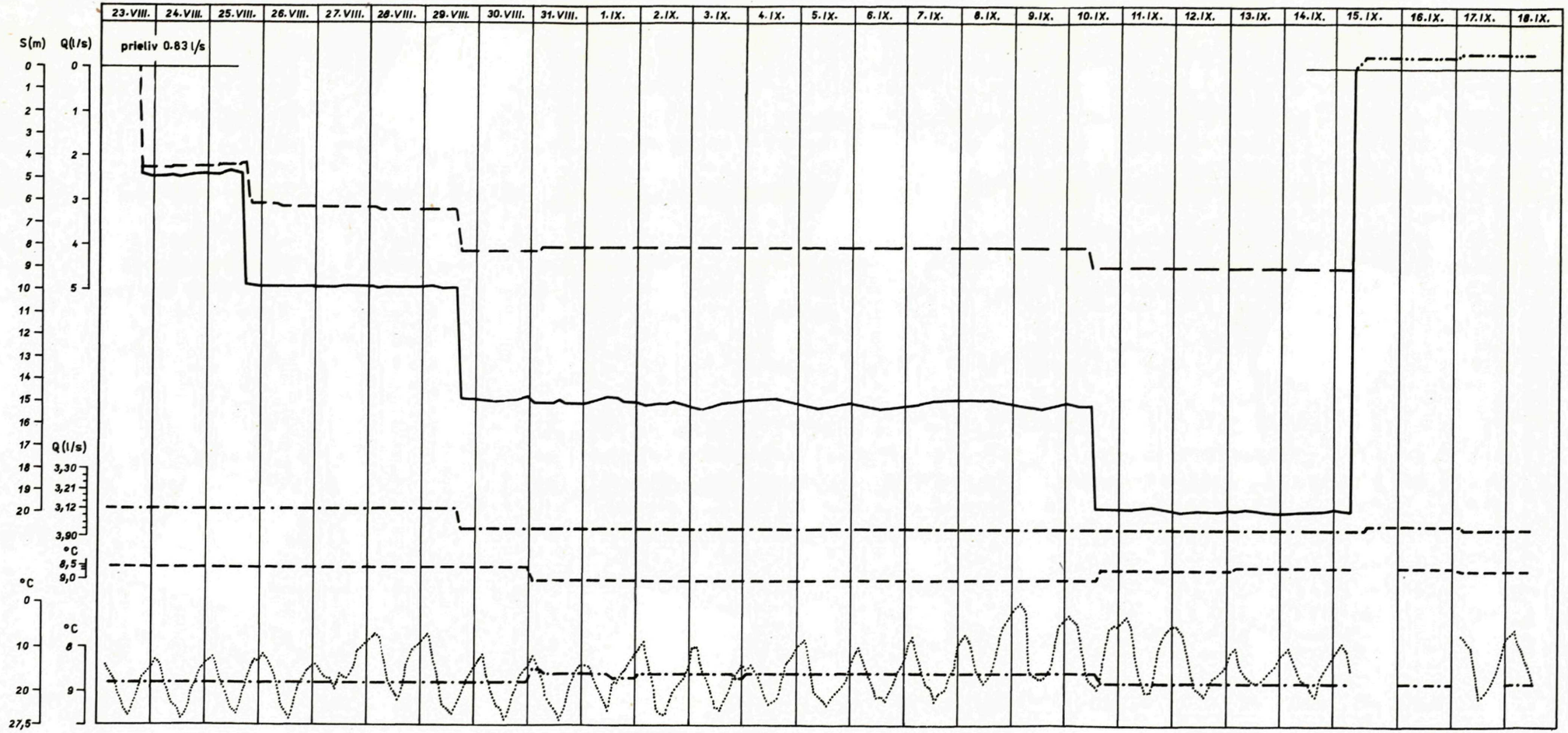
Obr. 10 Čerpacia skúška na vrte LZ—5
1 — čiara zníženia, 2 — čiara výdatnosti, 3 — výdatnosť prameňa č. 75, 4 — teplota vody prameňa č. 75, 5 — teplota vody vrtu, 6 — teplota vzduchu.

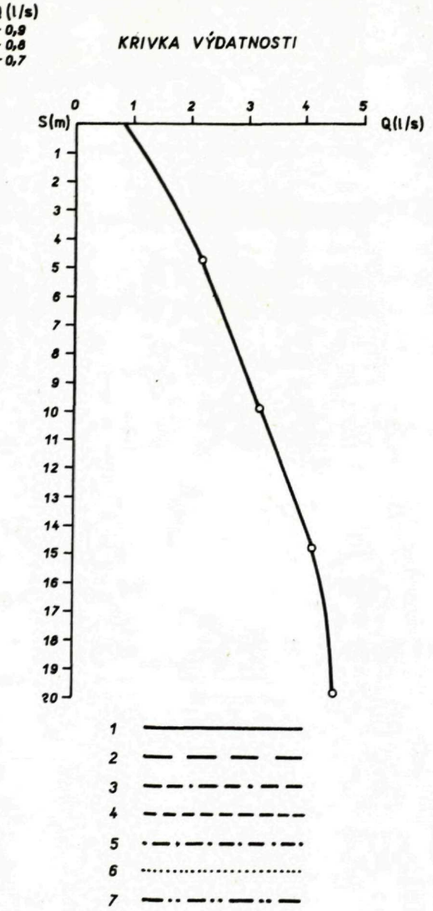




Obr. 8 Čerpacia skúška na vrte LZ—4

1 — čiara zníženia, 2 — čiara výdatnosti, 3 — výdatnosť prameňa č. 72, 4 — teplota vody prameňa č. 72, 5 —teplota vody vrtu, 6 — teplota vzduchu, 7 — prietok vody z vrtu.





Pre výpočet sme použili základnú bilančnú rovnicu.

$Z=(0_{pv}+O_{pZ})+V\pm R$

Z— zrážky

O_{pv} — odtok povrchových vôd

0_{pz} — odtok podzemných vôd

V — výpar

Výpočet jednotlivých členov bilančnej rovnice:

Zrážky (Z) spadnuté na hodnotené územie sme vyčíslili ako priemer z ročných úhrnov zrážok zo zrážkomerných staníc na obvode hodnotenej oblasti (Torysky, Levoča, Kežmarok, Nižné Ružbachy, Brezovica n/Torysou a Lipany).

Odtok podzemných a povrchových vôd ($O_{pv}+O_{pz}$) sme u väčších tokov merali denne na siedmich stabilizovaných merných objektoch. Na ostatných tokoch sme odtok vypočítali na základe analógie s najbližšími, sústavne pozorovanými tokmi, a na základe nesústavných hydrometrických prác.

Výpar (V) pre hodnotenú oblasť sme vypočítali podľa empirického vzorca L. Turca.

Zmeny zásob podzemných vôd $\pm R$ sú vypočítané z bilančnej rovnice.

Celkový odtok vody z hodnoteného územia, vyjadrený v mesačných priemeroch z jednotlivých tokov, je uvedený v tabuľke 6 a graficky je znázornený na obr. 12.

Vlastné bilančné hodnotenie je uvedené v tabuľke 7.

Tabuľka 7

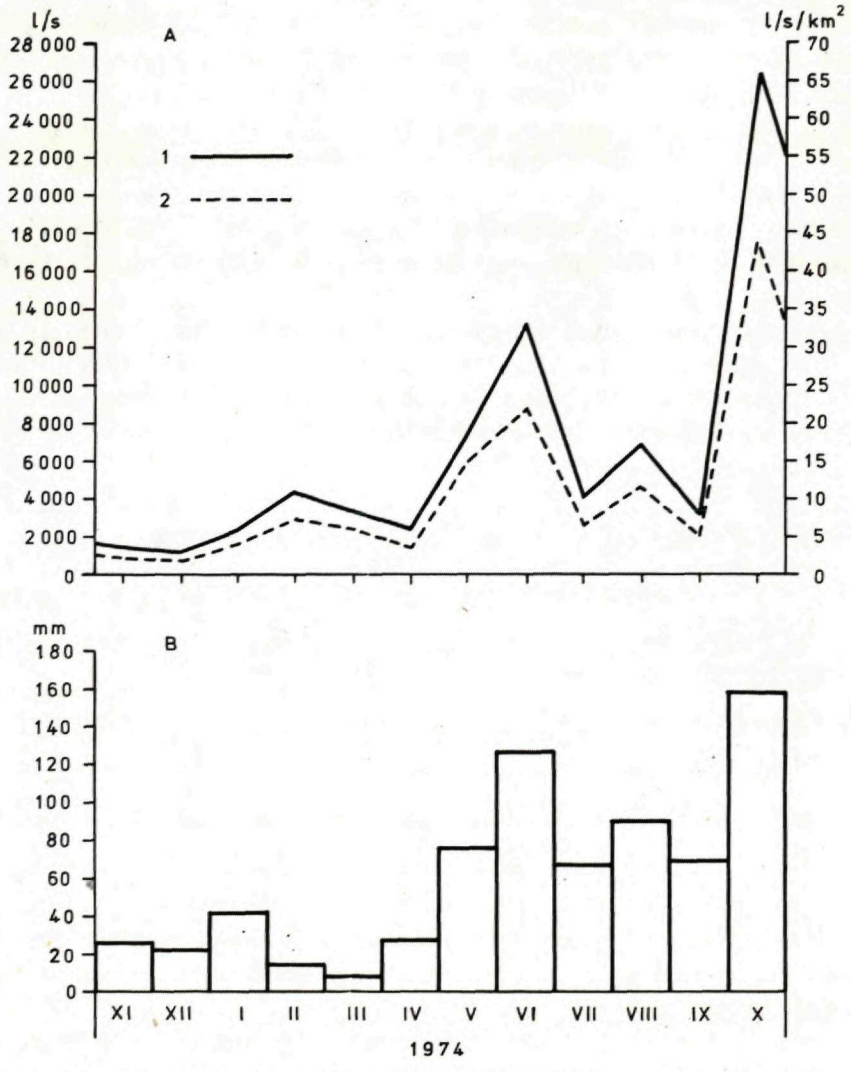
Členy bilančnej rovnice	1974		
	mm	l/s	% podiel
Z	736	13909,0	100,0
O		6537,76	47,0
Z—O		7672,0	
V	367	6237,0	44,84
R		1134,24	8,15

Ak porovnávame hodnotený hydrologický rok 1974 s priemerným dlhodobým úhrnom zrážok za roky 1930—1970 v spomínaných zrážkomerných staniciach, vidíme, že je o 17,7 % vlhší.

Na základe bilančného hodnotenia sa v roku 1974 podieľalo 47,0 % zrážok na dokumentovanom celkovom odtoku vôd z územia; 44,84 % zrážok sa vyparilo a 8,15 % tvorí podiel na doplňovaní zásob, alebo prechod do nasledujúceho roku.

Hodnotili sme iba jeden hydrologický rok, preto je potrebné bližšie preskúmať

odtok vôd v hodnotenom komplexe a ich zmeny za hydrologický rok 1974. Na začiatku hydrologického roka sa hodnotený komplex značne vyprázdnil. Poukazuje na to špecifický odtok z novembra 1973 — 2,36 l/s/km^2. Porovnanie tohto špecifického odtoku so špecifickým odtokom na konci hydrologického roku (október 1974) 44,39 l/s/km^2 dokumentuje, že zásoby boli podstatne vyššie. Z toho vyplýva, že časť zásob vôd doplnených v hydrologickom roku 1974 prešla do hydrologického roku



Obr. 12 Grafické znázornenie odtoku vôd z bilančného hodnotenia pieskovcového súvrstvia
A — odtok vôd, 1 — celkový odtok, 2 — špecifický odtok, B — priemerný mesačný úhrn zrážok zo šiestich zrážkomerných staníc.

1975. S touto hodnotou musíme počítať keď porovnávame výsledky zo zrážkovo-výparových vzťahov (podľa ktorých priemerný špecifický odtok je 12,36 l/s/km^2) a výsledky merania odtoku, ktoré dokumentovali špecifický odtok v priemere 10,96 l/s/km^2. Počítame, že na zistenom rozdieli 1,4 l/s sa podieľajú akumulované zásoby v komplexe, ktoré prešli do nasledujúceho hydrologického roku, ďalej odtok alúviami v oblasti merných objektov a napokon chyby vzniknuté pri meraní jednotlivých členov bilančnej rovnice.

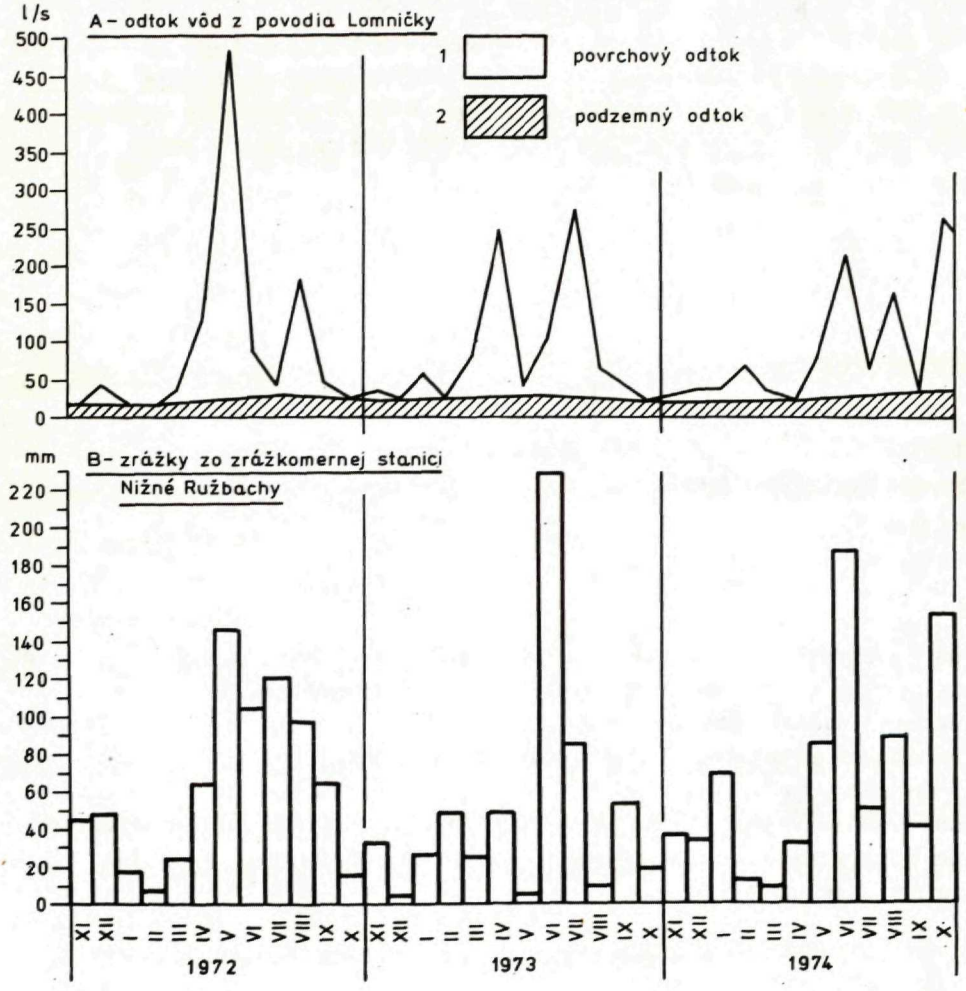
Špecifické odtoky vôd z pieskovcového súvrstvia

Pri určovaní špecifických odtokov vôd z pieskovcového súvrstvia vychádzame z merania odtokov vôd v nasledovnych povodiach: Levočský potok, Ľubica, Lomnička, Torysa, Kunišovský potok a Dolinka. Merali sme v stabilizovaných merných objektoch denne počas dvoch až piatich rokov (obr. 11). Výsledky merania vo forme mesačných priemerných odtokov sú v tabuľkách 8, 9, 10, 11, 12, 13.

Určenie podzemného odtoku v jednotlivých pozorovaných povodiach stanovuje grafická separačná metóda (E. F. Foster 1948). Podzemný odtok oddeľujeme od povrchového odtoku pomocou separačnej čiary, ktorú kladieme cez najnižšie body na čiare prietokov. Schéma tohto postupu je znázornená na obr. 13 (povodie Lomničky). Z takto zostrojených separačných čiar sme odpočítali hodnoty priemerných mesačných odtokov podzemných vôd, z ktorých potom boli vypočítané ročné minimálne, maximálne a priemerné hodnoty (tab. 14).

Po celkovom hodnotení odtoku vôd môžeme konštatovať, že paleogénne sedimenty sa vyznačujú veľkým výkyvom odtoku. V priebehu hydrologického roku dochádza k maximu odtoku v jarných mesiacoch, v čase roztápania snehu a k podružným maximám dochádza v letných mesiacoch — v čase väčšej zrážkovej činnosti. Pokles odtoku z maxima na minimum je pomerne rýchly, čo svedčí o nie najlepšej retenčnej schopnosti pieskovcového súvrstvia. Minimálne špecifické odtoky, ktoré pokladáme aj za minimálne špecifické odtoky podzemných vôd, sú v jesenných a prevažne v zimných mesiacoch. Ich hodnoty sa v jednotlivých hodnotených povodiach pohybujú od 0,78 l/s/km^2 — v povodí Kunišovského potoka a do 1,93 l/s/km^2 v povodí Ľubického potoka. Maximálne špecifické odtoky v jednotlivých povodiach sa pohybujú od 19,8 l/s/km^2 — v povodí Kunišovského potoka a do 66,6 l/s/km^2 — v povodí Torysy. Priemerný podzemný špecifický odtok v jednotlivých povodiach sa pohybuje od 1,7 do 3,4 l/s/km^2. Priemerný špecifický odtok podzemných vôd zo všetkých pozorovaných povodí je 2,57 l/s/km^2, minimálny odtok 1,18 a maximálny 4,52 l/s/km^2.

Zvodnenie paleogénnych hornín, okrem špecifických odtokov, vyjadrujeme pomocou parametrov zvodnenia (tab. 15) z odvŕtaných hydrogeologických vrtov v jednotlivých súvrstviach. Ako vidieť z tabuľky, špecifická výdatnosť jednotlivých



Obr. 13 Schematické znázornenie grafického spôsobu vyčleňovania podzemnej zložky odtoku

vrtov sa pohybuje od 0,06 do 0,52 l/s.m, špecifické zvodnenie od 0,0006 do 0,005 l/s.m^2. Priepustnosť pieskovcového súvrstvia (vyjadrená číslom špecifického zvodnenia Z) sa pohybuje v rozmedzí 2,7—3,6, čo zodpovedá približne koeficientu filtrácie $7{,}10^{-7}$ až 6.10^{-6}.

Priemerné mesačné odtoky vôd z povodia Levočského potoka. Tabuľka 8

Rok	Odtok	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX	X.	Ročný priemer
1970	1	106,6	102,2	319,8	121,0	484,8	1125,0	854,8	1629,0	1396,0	1332,0	535,0	310,0	691,7
	2	1,82	1,85	5,78	2,19	8,78	20,3	15,3	29,5	25,3	24,1	9,69	5,62	12,5
1971	1	363,3	487,0	528,7	837,1	911,9	830,0	542,9	454,6	236,7	132,8	83,7	67,4	456,3
	2	6,58	8,82	9,58	15,17	16,52	15,04	9,84	8,23	4,29	2,4	1,51	1,22	8,26
1972	1	74,3	151,6	227,4	196,4	171,6	490,0	1580,0	649,0	808,3	999,6	719,6	210,2	824,3
	2	1,34	2,74	4,12	3,55	3,11	8,88	28,63	11,7	14,6	18,1	13,0	3,81	9,46
1973	1	208,3	203,1	91,4	200,6	409,5	795,6	340,0	323,2	446,0	173,1	122,1	78,4	282,6
	2	3,77	3,6	1,6	3,6	7,4	14,4	6,16	5,8	8,08	3,1	2,2	1,4	5,09
1974	1	71,0	56,0	70,0	221,0	173,0	133,0	409,0	771,0	235,0	242,0	240,0	1520,0	345,08
	2	1,2	1,01	1,2	4,0	3,1	2,4	7,4	13,9	4,25	4,38	4,35	21,55	5,72

1 — celkový odtok l/s
2 — špecifický odtok v $l/s/km^2$

Priemerné mesačné odtoky z povodia Ľubice a Lomničky

Tabuľka 9

Rok	Odtok	XI.	XII.	I	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	Ročný priemer
1972	1	316,7	610,6	368,9	551,7	851,5	1724,0	4035,4	1517,0	1178,0	1998,0	1396,0	633,0	1265,0
	2	2,63	5,07	3,06	4,58	7,08	14,33	33,55	12,61	9,79	16,61	11,6	5,26	10,5
1973	1	560,0	528,0	338,9	548,2	964,0	2235,0	1072,6	1994,0	2606,0	583,5	316,9	285,3	1002,7
	2	4,65	4,39	2,81	4,55	8,01	18,58	8,91	16,58	21,67	4,85	2,63	2,37	8,33
1974	1	245,0	233,0	301,0	524,0	509,0	349,0	897,0	1710,0	610,0	956,0	386,0	3540,0	855,0
	2	2,03	1,93	2,5	4,35	4,23	2,9	7,45	14,22	5,07	7,95	3,2	29,43	7,1

Povodie Lomničky

Tabuľka 10

1972	1	13,4	41,5	15,5	12,7	34,2	125,5	485,9	84,3	37,5	181,7	40,0	21,2	91,1
	2	1,2	3,8	1,42	1,16	3,14	11,54	44,7	7,75	3,44	16,8	3,68	1,9	8,37
1973	1	24,7	18,3	53,8	19,2	89,9	245,3	37,7	132,2	277,1	61,9	40,0	23,8	85,3
	2	2,2	1,6	4,9	1,75	8,2	22,5	5,3	12,1	25,5	5,7	3,68	2,19	7,96
1974	1	25,9	31,3	33,8	66,7	28,4	23,0	89,6	216,6	61,6	161,2	38,5	316,1	95,7
	2	2,39	2,8	3,11	6,13	2,6	2,1	8,2	19,9	5,62	14,8	3,5	34,6	8,81

1 — celkový odtok v l/s

2 — špecifický odtok v $l/s/km^2$

Priemerné mesačné odtoky vôd z povodia Torysy, Kunišovského potoka a Dolinky

Tabuľka 11

Rok	Odtok	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	Ročný priemer.
1973	1	813,0	760,0	172,0	423,0	1670,0	3960,0	1780,0	3500,0	6,760,0	1120,0	529,0	378,0	1822,0
	2	5,67	5,3	1,19	2,95	11,64	27,6	12,2	24,4	47,1	7,81	3,69	2,63	12,6
1974	1	262,0	210,0	557,0	121,0	1050,0	579,0	2570,0	3850,0	925,0	2140,0	851,0	9550,0	1979,0
	2	1,88	1,4	3,8	8,4	7,3	4,0	17,9	26,8	6,45	14,9	5,9	66,6	13,7

Povodie Kunišovského potoka

Tabuľka 12

1972	1	—	19,0	12,0	27,0	29,0	55,0	196,0	217,0	230,0	301,0	107,0	40,0	108,0
	2	—	1,24	0,78	1,77	1,9	3,61	12,8	14,2	15,1	19,8	7,0	2,62	7,34
1973	1	57,0	48,0	21,0	19,0	117,0	277,0	85,0	107,0	280,,0	37,0	39,0	52,0	94,0
	2	3,7	2,4	1,3	1,2	7,6	18,1	5,5	7,0	18,3	2,4	2,5	3,4	6,11
1974	1	9,0	23,0	34,0	90,0	42,0	21,0	121,0	250,0	76,0	145,0	61,0	611,0	127,0
	2	3,21	1,51	2,23	5,9	2,7	1,3	7,9	16,4	4,9	9,5	4,0	40,1	8,3

Povodie Dolinky

Tabuľka 13

1972	1	—	35,0	17,0	49,0	66,0	96,0	216,0	274,0	447,0	630,0	273,0	115,0	201,0
	2	—	1,76	0,85	2,47	3,33	4,84	10,9	13,8	22,5	31,8	13,7	5,8	10,1
1973	1	92,0	52,0	41,0	49,0	136,0	429,0	151,0	191,0	374,0	149,0	86,0	50,0	150,0
	2	4,6	2,6	2,0	2,4	6,8	21,6	7,6	9,6	18,8	7,5	4,3	2,5	7,52
1974	1	49,0	36,0	50,0	128,0	57,0	35,0	202,0	277,0	164,0	180,0	150,0	714,0	170,0
	2	2,47	1,81	2,52	6,46	2,8	1,7	10,2	13,9	8,2	9,0	7,5	36,0	8,54

1 — celkový odtok v l/s
2 — špecifický odtok v l/s/km^2

Priemerné ročné odtoky a priemerné špecifické odtoky podzemných vôd

Tabuľka 14

Tok	Odtok	1970	1971	1972	1973	1974	za pozorované obdobie		
							min.	max.	priemer
Levočský potok	Q	187,9	215,4	148,7	113,75	132,16	56,0	305,0	159,5
P=55,17 km²	q	3,4	3,89	2,69	2,05	2,39	1,01	5,52	2,88
Ľubica	Q	—	—	437,5	369,5	357,9	240,0	550,0	388,3
P=120,25 km²	q	—	—	3,3	3,06	2,97	1,9	4,57	3,11
Lomnička	Q	—	—	17,9	23,75	29,6	13,0	45,0	23,7
P=10,87 km²	q	—	—	1,64	2,17	2,72	1,19	4,13	2,17
Torysa	Q	—	—	—	435,1	542,5	210,0	880,0	488,8
P= 140,35 km²	q	—	—	—	3,03	3,77	1,4	6,13	3,4
Dolinka	Q	—	—	37,0	44,9	44,1	17,0	70,0	42,0
P=19,8 km²	q	—	—	2,0	2,27	2,2	0,85	3,53	2,16
Kunišovský potok	Q	—	—	25,4	24,5	29,5	12,0	50,0	26,4
P=15,2 km²	q	—	—	1,6	1,6	1,9	0,78	3,28	1,7
	q	priemer z pozorovaných povodí					1,18	4,52	2,57

Q = podzemný odtok v l/s

q = podzemný špecifický odtok v l/s/km²

Parametre zvodnenia paleogénnych hornín

Tabuľka 15

Vrt Lokalita	Litológia	Ustálená hladina v(m) p.t.	Skúšaný úsek (m)	Zníženie (m)	Výdatnosť l/s	Špec. výd. l/s.m	Špec. zvodnenie $l/s.m^2$	Číslo špec. zvodnenia
			L	s	Q	q=Q/s	q'=q/L	$Z=\log 10^6.q'$
Lz—1 Ľubica	0,0—11,5 piesok; 11,5—100 pieskovce striedané s ílovcami	2,40	11,0—100 89,0	20	1,9	0,09	0,001	3,0
LZ—2 Holumnica	0—7,0 piesok, 7—100 pieskovce s vložkami ílovcov	0,2	9,0—100 91,0	20	8,7	0,43	0,004	3,6
LZ—3 Kolačkov	0—6,0 piesok 6,0—100 pieskovce s vlož. ílovcov	prietok 0,3 l/s	7,0—100 93,0	10	5,2	0,52	0,005	3,6
LZ—4 Uzovské Pekľany	0—8,0 piesok, 8,0—100 pieskovce	prietok 0,83 l/s	11—100 89,0	19,8	4,5	0,22	0,002	3,3
HR—2 Levoča	0—10,0 štrkopiesok; 10—100 pieskovce s vložkami ílovcov	1,8	10—100 90,0	19,3	1,2	0,06	0,0006	2,7
prechodné súvrstvie								
LZ—5 Vrbov	0—1,0 ornica; 1—150 striedanie pieskovcov s ílovcami	2,0	9—150 141,0	35,3	9,6	0,27	0,001	3,0

Chemizmus podzemných vôd

Hydrogeochemickým výskumom podzemných vôd paleogénu Levočských vrchov sa zaoberal A. Móza (1975), ktorý vyčlenil na základe kritérií, stanovených S. Gazdom (1971), nasledovné typy chemizmu:

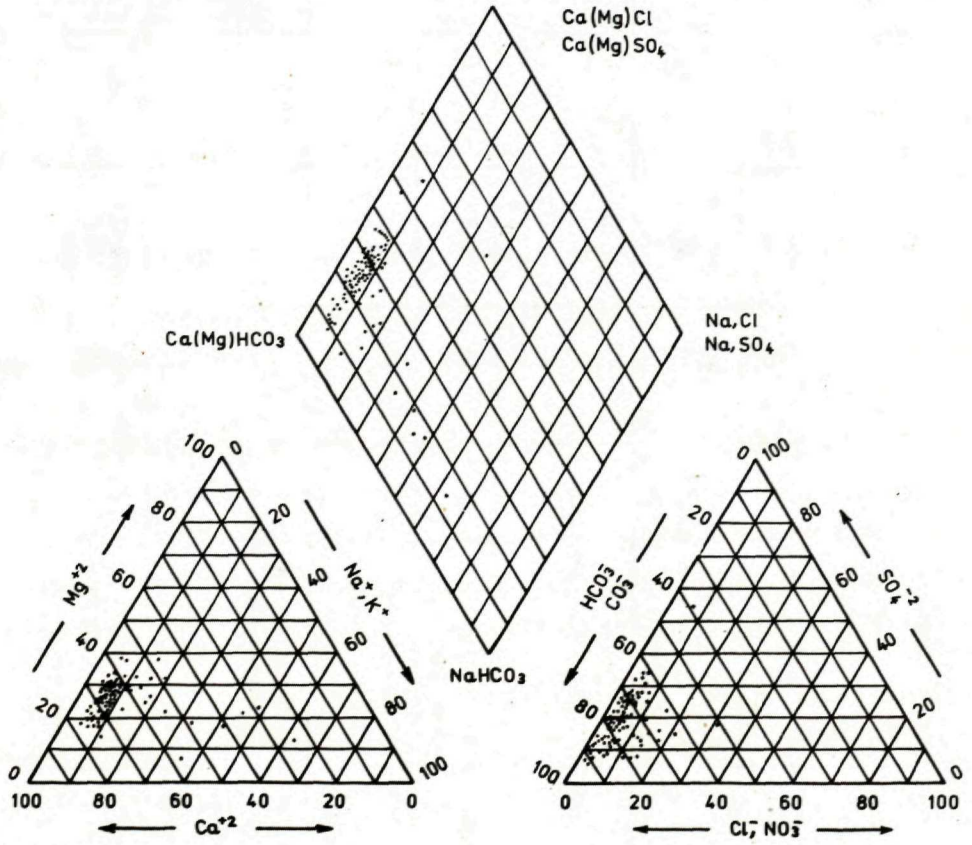
1. Základný typ (základné typové kritérium je nad 50 mval %).

1.1. Kalcium, prípadne kalcium (magnézium)-bikarbonátový typ s prítomnosťou S_2 (SO_4) zložky

a) výrazný typ (A_2=66 mval %): množstvo výskytu 84 % č. prameňov: 4, 9, 11, 12, 13, 19, 20, 30, 32, 36, 40, 43, 44, 46, 49, 50, 51, 52, 53, 62, 65, 66, 67, 70, 71, 72, 73, 78, 82, 83, 87, 92, 97, 99, 101, č. vrtov: HR—2, LZ—4

b) Nevýrazný typ (A_2=50—66 mval %): množstvo výskytu 14,5 % č. prameňov: 18, 22, 39, 41, 61, 53, 75, 88

1.2. Kalcium — prípadne kalcium (magnézium)-bikarbonátový typ s prítomnosťou A_1 zložky



Obr. 14 Systemizačný graf chemizmu podzemných vôd Levočských vrchov (A. Móza 1975)

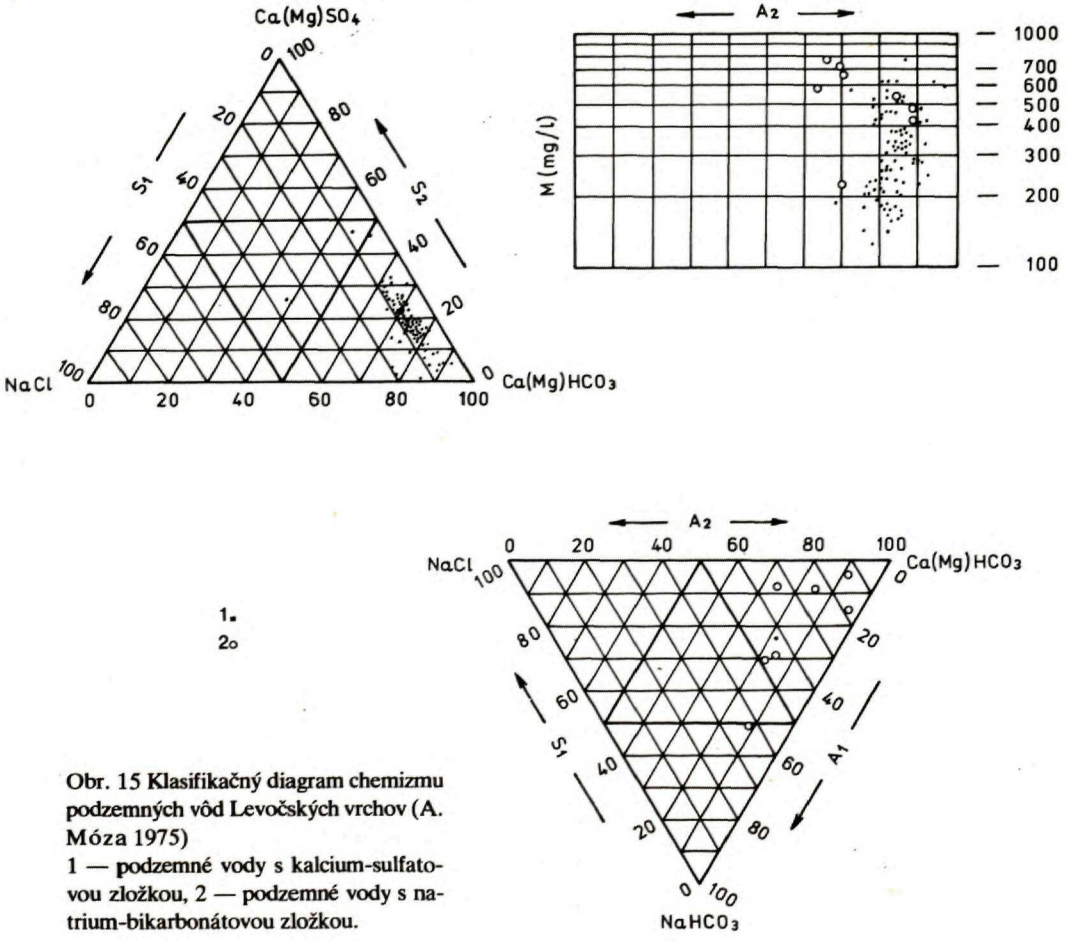
a) výrazný typ: vrt LZ—3

b) nevýrazný typ: vrt LZ—5

1.3. Nátrium-bikarbonátový typ nevýrazný: vrt LZ—2

2. Prechodný medzityp (ani jedna zložka chemizmu neprevyšuje 50 mval %, dve zložky sú zastúpené v množstvách 33—50 mval %): kalcium (magnézium) bikarbonátovo-sulfátový typ: prameň č. 23

Názorný prehľad o uvedených typoch chemizmu poskytuje obr. 14 a 15. Ako vidieť z uvedeného rozčlenenia, podzemné vody paleogénu Levočských vrchov sú kalcium, prípadne kalcium (magnézium)-bikarbonátového typu, ktorý je charakteristický pre podzemné vody plytkého obehu. Výnimku tvorí vrt LZ—2 v Holumnici, ktorého chemizmus je v súlade s hlbším obehom, a prameň č. 23 v Šambrone.



Obr. 15 Klasifikačný diagram chemizmu podzemných vôd Levočských vrchov (A. Móza 1975)
1 — podzemné vody s kalcium-sulfatovou zložkou, 2 — podzemné vody s natrium-bikarbonátovou zložkou.

Záver

Výskumnými prácami sme zistili prvé ucelenejšie poznatky o základných hydrogeologických pomeroch paleogénnych hornín Levočských vrchov. Zameriavali sme sa najmä na pieskovcové súvrstvie, ktoré buduje podstatnú časť pohoria. Odvodňujú ho okrem skrytých prienikov podzemných vôd do povrchových tokov puklinové, puklinovo-sutinové pramene, sústredené do piatich významnejších oblastí. Prevažná časť podzemných vôd má plytký obeh viazaný na zónu zvetrávania, čo sa prejavuje veľkými výkyvmi výdatnosti prameňov a nízkou mineralizáciou podzemných vôd.

Stupeň zvodnenia pieskovcového súvrstvia v závislosti od hĺbky zhodnocujeme na základe hydrogeologických vrtov. Sedem hydrogeologických vrtov hlbokých 76 až 150 m overilo, že pieskovcové súvrstvie vykazuje najväčší stupeň zvodnenia do hĺbky 25—30 m, v zóne zvetrávania. Dokumentovaná maximálna výdatnosť jednotlivých vrtov sa pohybuje od 0,3 do 9,6 l/s.

Orientačné bilančné hodnotenie pieskovcového súvrstvia za hydrologický rok 1974 ukázalo, že z celkového ročného úhrnu zrážok 736 mm sa na celkovom odtoku podieľa 47 % na výpare 44,8 % a na doplňovaní zásob 8,2 %. Sústavným meraním odtoku v šiestich povodiach po dobu dvoch až piatich rokov sa zistili minimálne, priemerné a maximálne špecifické odtoky podzemných vôd s hodnotami 1,18; 2,57; 4,52 l/s/km^2.

Podzemné vody pieskovcového súvrstvia sú kalcium, prípadne kalcium (magnézium)-bikarbonátového typu.

Do tlače doporučil: I. Šalaga.

Literatúra

CIBUĽKA, L. 1975: VN—Tichý potok (hydrogeológia), Geofond, Bratislava.

FOSTER, E. E. 1948: Rainfall and Runof, New York.

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

GÍRA, J. 1969: Vodárenská nádrž na Hornej Toryse, Geofond, Bratislava.

GÍRA, J. 1973: VN—Tichý Potok, Geofond, Bratislava.

GROSS, P. 1971: Základné geologické mapovanie na liste Levoča 1:50 000, Geofond, Bratislava.

GROSS,P 1971: Stručná geologická charakteristika centrálnokarpatského paleogénu na východnom Slovensku, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HANZEL, V. a kol. 1974: Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Poprad, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

CHMELÍK, F. 1958: Záverečná správa o geologických výskumoch centrálneho karpatského paleogénu v oblasti Nízkych a Vysokých Tatier, Sp. Magury a Levočského pohoria za rok 1957, Geofond, Bratislava.

ILAVSKÝ, J. 1956: Geologická stavba paleogenného flyšu Levočského pohoria pri Holumnici, Geol. Práce, Správy 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

JETEL, J. 1964b: Použití hodnot specifické výdatnosti a nových odvozených parametrů v hydrogeologii, Geol. průzkum 15, Praha.
KOLEKTÍV autorov, 1958: Atlas podnebia ČSR.
LUKNIŠ, m. 1974: Geomorfologické pomery na liste Poprad 1:200 000, archív Geol. Úst. D. Štúra.
LEŠKO, B. 1958: Prehľad geológie paleogénu južnej časti Levočského pohoria a priľahlých kotlín, Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MARSCHALKO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií. Západné Karpaty 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MARSCHALKO, R. 1967: Správa o petrografickom a chemickom výskume pieskovcov a ílovcov Levočského pohoria, Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MÓZA, A. 1975: Hydrogeochemické pomery podzemných vôd paleogénu Levočských vrchov, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
NEMČOK, J. 1959: Prehľadné geologické mapovanie vnútrokarpatského paleogénu na generálnej mape Košice, Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
OSLANEC, I. 1963: Vodné dielo Brezovica n/Torysou, Geofond, Bratislava.
PORUBSKÝ, A. 1971: Vhodnosť riečnych nív Popradu, Torysy a Ondavy ležiacich vo flyšových pásmach, pre získanie vodných zdrojov, Geograf. čas., 23, 3. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
POSPÍŠIL, P. 1968: K problému získavania pitnej vody v súvrstviach flyšového pásma na východnom Slovensku, Manuskript-VZ, Bratislava.
PÍCHA, F. 1962: Výsledky sedimentologického výskumu u paleogénu centrálnych Karpát, Západné Karpaty 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
REPKA, P. 1970: Ideový projekt — Hydrogeologický výskum paleogénu Západných Karpát, Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
REPKA, P. 1972: Ročné správy o hydrogeologickom výskume Levočských vrchov za roky 1971, 1972, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
TOMLAIN, J. 1965: Priestorové a časové rozloženie výparu z povrchu pôdy na území ČSSR, Geograf. čas., 17, 3, Slov. Akad. Vied, Bratislava.
TURC, L. 1953: Le bilan d'eau des sols relation entre les précipitations, l'evaporation et l'ecoulement, Ann. agronomiques, Paris.
ZAKOVIČ, M. 1974: Hydrogeologické pomery paleogénu Levočských vrchov. Ročné správy za roky 1973—1974, Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. 1975: Základný hydrogeologický výskum paleogénu Levočských vrchov, záverečná správa za roky 1971—1975, Geofond, Bratislava.
ŽÁK, A. 1970: Predbežný hydrogeologický prieskum centrálnokarpatského flyšu na východnom Slovensku, Manuskript VZ, Prešov.

Michal Zakovič

Hydrogeological conditions in the Paleogene of the Levočské vrchy mountains

Summary

The author presents a summary of the existing hydrogeological data on the Paleogene rocks of the Levočské vrchy mountains.

The Levočské vrchy are built of the rocks of the Central-Carpathian Paleogene, divided according to lithological-stratigraphical criteria into basal, claystone, sandstone-claystone, intermediary and sandsto-

ne bed sequences. The sandstone bed sequence forms the largest part of the mountains and has the greatest areal distribution. Other bed sequences crop out in the peripheral parts of the mountains.

The author pays most attention to the sandstone bed sequence composed of fine — to medium — grained calcareous sandstones with intercalations of microconglomerates and claystones. The sandstones are on partially waterbearing flysch sequences. The sandstone bed sequence is gently folded dipping south-eastward do eastward. It is drained by fissure springs, by fissure-debris and debris springs or immediately into surficial flows. Ascension of underground waters is concentrated in the areas of Torysky, Tichý Potok, Bijacovce, Levoča, Uzovské Pekľany, Kolačkov.

Water content in water-bearing sandstones controlled by depth, was examined by hydrogeological drill holes down to 74—150 m. The maximum discharge in the indivudual drill holes ranged from 0.3 to 9.6 l/s at a drawdown of 10—20 m. Pumping tests and hydrological measurements showed the highest water-bearing degree at a depth of 25—30 m in the weathering zone where the sandstones were most damaged.

The relationship between underground and surficial waters was investigated (Illustration No. 2). Extensive hydro-metrical work resulted in revealing places of bured penetration of underground water into surficial streams and or from surficial streams into surrounding sediments. From the wiewpoint of water-economy, greatest anomalies are along the upper stream of the rivers Torysa and Malá Svinka.

Orientational balance evaluation of the sandstone bed sequence for the year 1974 (Fig. 12, Tab. 7) showed that 47 % of the annual precipitation shared the total water discharge, 44,8 % of precipitation evaporated and the rest is included in underground water reserves.

In order to find out the specific run-off, the continuous measurements of water discharge was maesured in six drainage areas for two-five yars'period. The underground run-off was determined by the graphical separation method according to E. F. Foster (1948). During the period mentioned, the minimum, maximum and mean specific run-off of underground waters in the individual drainage areas was calculated. Their mean values are as follows: minimum — 1.18 l/s/sq km, maximum — 4.52 l/s/sq km and the mean value is 2.57 l/s/sq km.

As regards chemistry, the undergound waters of the Paleogene in the Levočské vrchy mountains represent the calcium-and or calcium (magnesium) bicarbonate type with a frequency of 98.5 %. This is a type characteristic of underground waters of shallow circuit (Fig. No. 14, 15).

Explanations of text-figures 1—15

Fig. 1 Map of mean annual air temperatures for years 1931 to 1960

Fig. 2 Map of average annual total rain falls for years 1931 to 1960

Fig. 3 Graphical illustration of water mineralization in sandstone sequence dependently on their position above sea level
1 — sampling in dry season; 2 — sampling in rainy season

Fig. 4 Hydrogeological borehole LZ—3 in Kolačkov

Fig. 5 Pumping test in borehole LZ—3
1 — drawdown curve, 2 — yield curve, 3 — water temperature in the borehole, 4 — air temperature

Fig. 6 Time course of yield of springs
1 — spring No. 4, 2 — spring No. 9, 3 — spring No 14, 4 — spring No. 18

Fig. 7 Hydrogeological borehole LZ—4 in Uzovské Pekľany

Fig. 8 Pumping test in borehole LZ—4
1 —drawdown curve, 2 — yield curve, 3 — No. 72 spring yield, 4 — No. 72 spring water temperature, 5 — borehole water temperature, 6 — air temperature, 7 — water discharge from borehole.

Fig. 9 Hydrogeological borehole LZ—5 in Vrbov

Fig. 10 Pumping test in borehole LZ—5
1 — drawdown curve, 2 — yield curve, 3 — No. 75 spring yield, 4 — No. 75 spring water temperature, 5 — borehole water temperature, 6 — air temperature

Fig. 11 Map of the balanced area
1 — measuring point constantly observed, 2 — hydrometric profile, 3 — delineation of the balanced area,

Fig. 12 Graphical illustration of water discharge from the balanced sandstone sequence
A — water discharge, 1 — total discharge, 2 — specific discharge, B — average monthly total of rain falls from six rain fall metering points

Fig. 13 Schematic illustration of graphical method of delineation of the ground discharge component.

Fig. 14 Systemization graph of ground water chemism in the Levočské vrchy mountains (A. Móza 1975)

Fig. 15 Classification diagram of ground water chemism of the Levočské vrchy mountains (A. Móza 1975)
1 — ground waters with calcium-sulphate component, 2 — ground waters with natrium-bicarbonate component

Explanations to the coloured enclosures:

Encl. 1
Hydrogeological Map of Levočské vrchy mountains (M. Zakovič 1975) based on maps by P. Gross (1964), F. Chmelík (1958), J. Nemčok (1973).
Encl. 2
Map of relationships between ground and surface waters and geological structure of Levočské vrchy mountains. M. Zakovič—J. Halečka (measured in July—August 1974).

Translanted by E. Jassingerová.

Михал Закович

Гидрогеологические условия палеогена Левочских гор

Резюме

В предлагаемой работе дается обзор гидрогеологических данных о палеогеновых породах Левочских гор.

Левочские горы сложены породами центральнокарпатского палеогена. На основе литолого-стратиграфических критериев различают следующие комплексы: базальный, аргиллитовый, песчанисто-аргиллитовый, переходный и песчанистый. Наибольшую площадь занимает песчанистый комплекс, который представлен в самой значительной части области.

В работе рассматривается главным образом песчанистый комплекс, сложенный тонко- и среднезернистыми известковистыми песчаниками с прослоями микроконгломератов и аргиллитов. Залегает на слабоводоносных флишевых комплексах, образует мягкие складки с общим наклоном к ЮВ и В. Песчанистый комплекс дренируется источниками, вытекающими из трещин, трещиносыпей и осыпей, или же его воды поступают прямо в поверхностные водотоки. Выходы подземных вод сосредоточены в области, где расположены селения Ториски, Тихий поток, Бияцовце, Левоча, Узовские Пекляны и Колачков.

Степень водоносности песчанистого комплекса в зависимости от глубины определялась гидрогеологическими скважинами глубиной от 74 до 150 м. Некоторые скважины дают максимальный дебит от 0,3 до 9,6 л/сек при понижении уровня воды от 10 до 20 м. Опытная откачка и гидрокаротажные измерения показали, что песчанистый комплекс наиболее водоносен на глубине 25–30 м, в зоне выветривания, где песчаники более всего нарушены.

Затем узучалась связь подземных и поверхностных вод (приложение № 2). Многочисленные гидрометерологические работы позволили установить места скрытых переходов подземных вод в поверхностные, а также последних в окружающие породы. Самые большие аномалии с водохозяйственной точки зрения обнаружены в бассейнах верхних течений рекТориса и Мала Свинка.

Ориентационное определение баланса песчанистого комплекса за 1974 год (рис. 12, табл. 7) представляется в следующем виде: 48 % годовой суммы атмосферных осадков участвовало в общем оттоке вод, 44,8 % испарялось, остальная часть пополняла запасы подземных вод.

С целью установить специфический отток в шести бассейнах проводились систематические измерения в течение 2–5 лет. Подземный отток вычислен графическим сепарационным методом Е. Ф. Форстера (1948). За период наблюдений в отдельных бассейнах были вычислены минимальный, максимальный и средний специфические оттоки подземных вод. Получены следующие средние величины: минимальная — 1,18 л/сек/км^2, максимальная — 4,52 л/сек/км^2, средняя — 2, 57 л/сек/км^2.

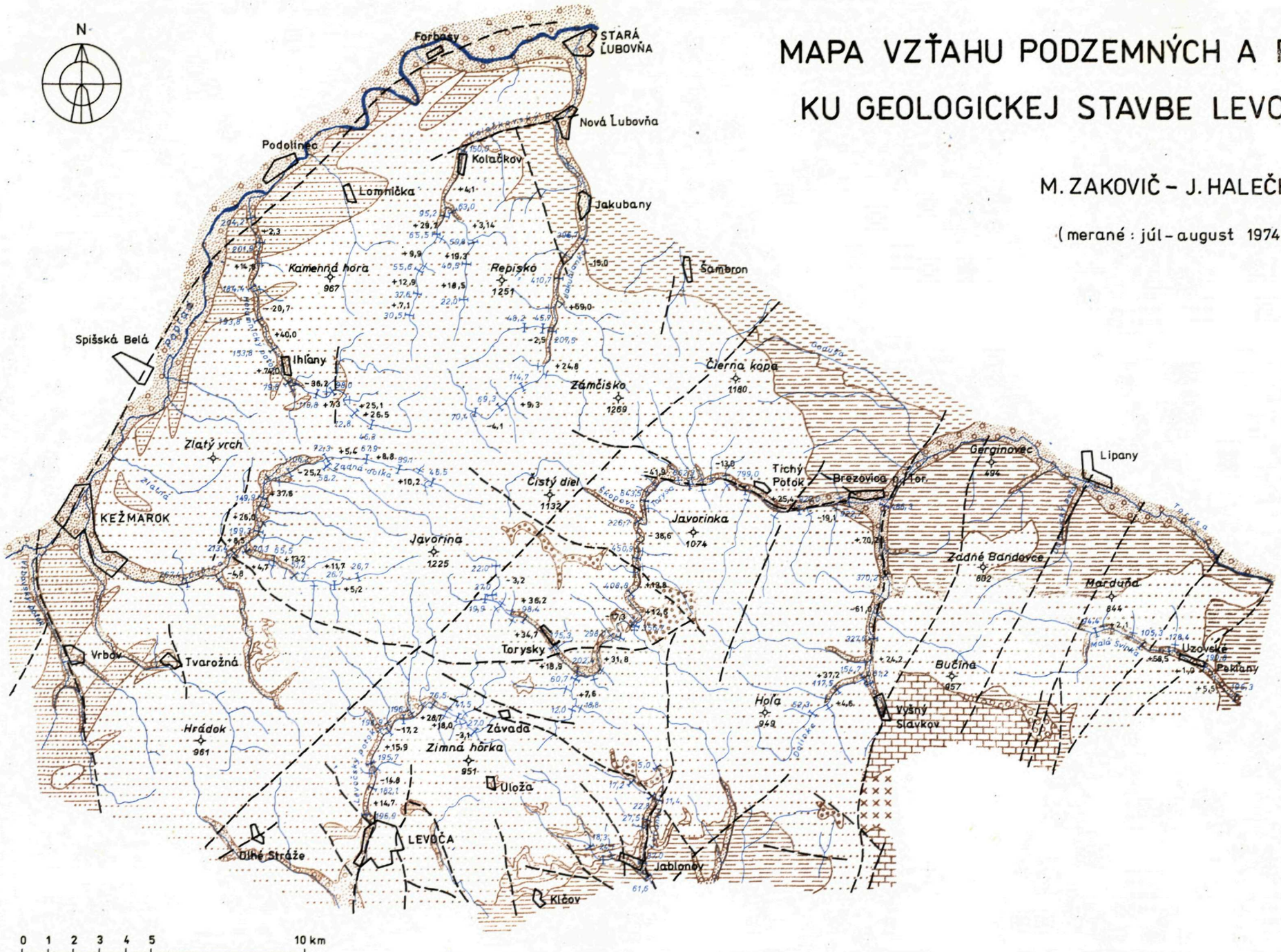
По своему химическому составу подземные воды палеогена Левочских гор относятся к Са и Са(Mg)-бикарбонатному типу, представляющем 98,5 % частоты, что характерно для неглубокого кругооборота подземных вод (рис. 14, 15).

Перевод: В. Андрусова.

MAPA VZŤAHU PODZEMNÝCH A POVRCHOVÝCH VÔD KU GEOLOGICKEJ STAVBE LEVOČSKÝCH VRCHOV

M. ZAKOVIČ – J. HALEČKA

(merané : júl – august 1974)

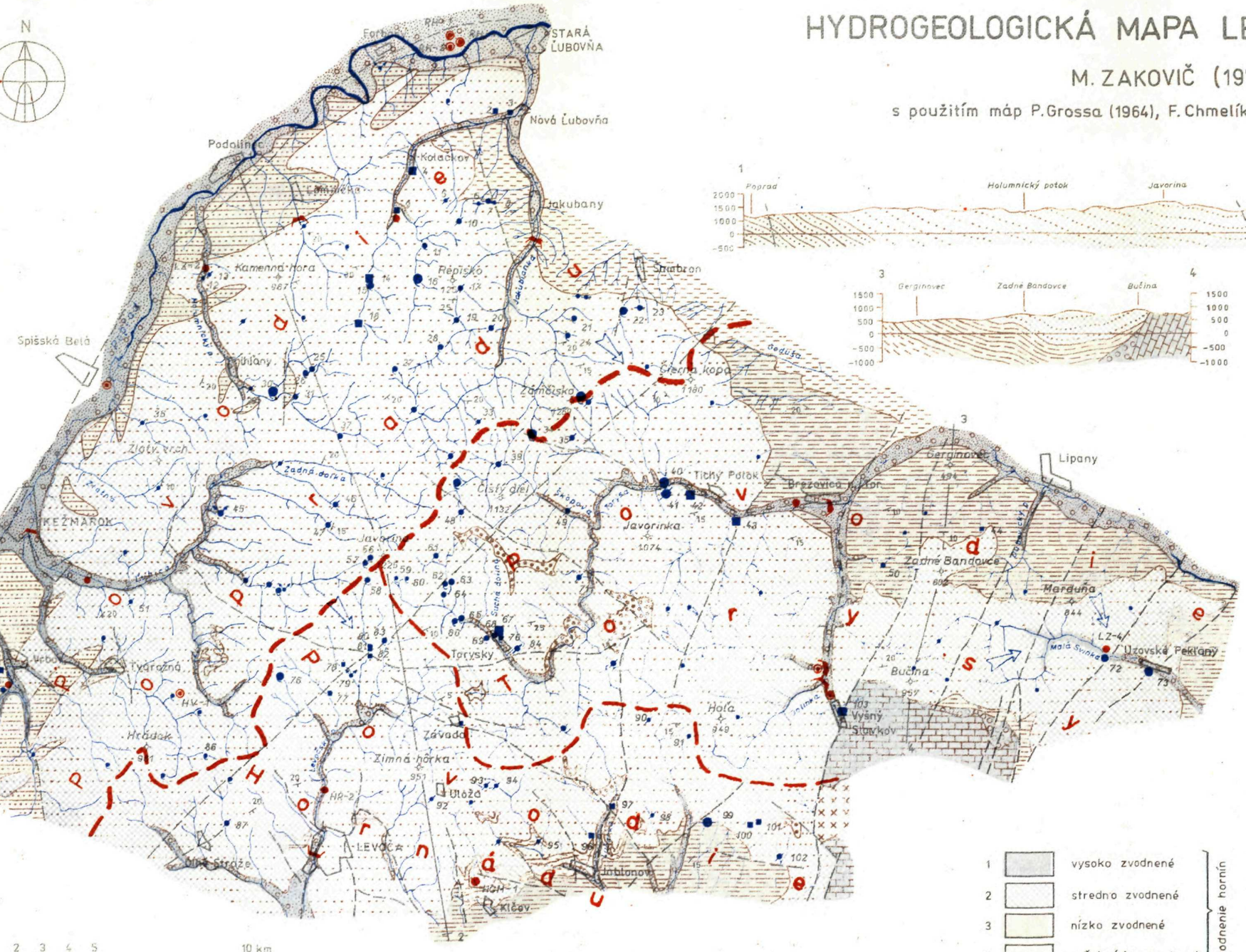


1 kvartérne sedimenty vcelku paleogén
2 pieskovcové súvrstvie
3 vložky zlepencov v pieskovcovom súvrství
4 prechodné pieskovcové súvrstvie (pieskovce v prevahe nad ílovcami)
5 pieskovcovo-ílovcové súvrstvie (ílovce v prevahe nad pieskovcami)
6 ílovcové súvrstvie
7 bazálne karbonátové súvrstvie
8 mezozoikum vcelku predmezozoické útvary
9 zlomy zistené a predpoklané
10 merný profil na hlavnom toku s prietokom v l/s
11 merný profil na vedľajšom toku bez udania prietoku v mape
12 úsek skrytého prítoku vody do toku v l/s
13 úsek strát vody z toku v l/s

HYDROGEOLOGICKÁ MAPA LEVOČSKÝCH VRCHOV

M. ZAKOVIČ (1975)

s použitím máp P. Grossa (1964), F. Chmelíka (1958), J. Nemčoka (1973)



1 vysoko zvodnené
2 stredno zvodnené
3 nízko zvodnené
4 veľmi nízko zvodnené

zvodnenie hornín

5 kvartérne sedimenty vcelku
paleogén
6 pieskovcové súvrstvie
7 vložky zlepencov v pieskovcovom súvrství
8 prechodné pieskovcové súvrstvie (pieskovce v prevahe nad ílovcami)
9 pieskovcovo-ílovcové súvrstvie (ílovce v prevahe nad pieskovcami)
10 ílovcové súvrstvie
11 bazálne karbonátové súvrstvie
12 mezozoikum vcelku
predmezozoické útvary

13 vrstevné pramene
14 puklinové pramene
15 suťové pramene
16 nezachytené pramene
17 zachytené pramene
18 minerálne pramene
19 hydrogeologické vrty
20 hydrogeologické vrty iných organizácií

21 predpokladaný smer prúdenia podzemných vôd
22 zlomy zistené a predpokladané
23 merné objekty sústavne pozorované
24 rozvodnice tokov
25 1+——+2 línie geologických rezov