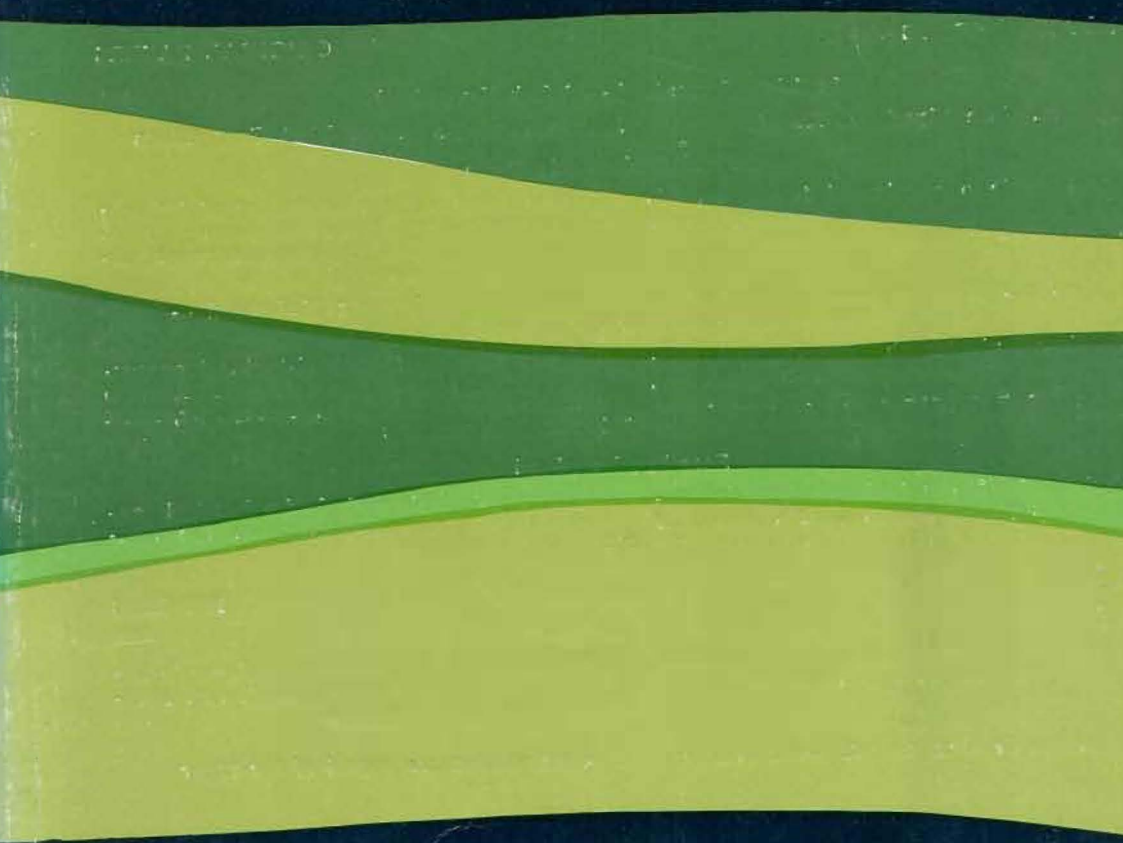


MINERALIA SLOVACA

15

1983

4

An abstract graphic at the bottom of the cover depicts a landscape with rolling hills. It consists of several horizontal, wavy bands of different shades of green and yellow-green, set against a dark blue background. The bands vary in width and color, creating a sense of depth and movement.

Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GREČULA, CSc., *vedecký redaktor*
RNDr. Pavol MALACHOVSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA

Ing. Ján KURÁŇ, CSc., *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAS
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav ČAMBEL
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEL
Ing. Ivan MARUSIAK, CSc.

prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGAC, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY, CSc.
RNDr. Ivan SARIK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPÁK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH

CONTENTS

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Ladislav Kamenický — Jakub Kamenický

Prekambrium Západných Karpát

289 Precambrian of the West Carpathians

Eudovít Gaál — Ján Mello

Nové údaje o stratigrafii triasových vápencov západnej časti silického príkrovu a ich odraz v tektonickej stavbe

New data to the stratigraphy of Triassic limestones in the western part of the Silica nappe and their consequence for tectonic subdivision

303

Štefan Richter — František Špaldon — Jozef Murín — Zuzana Skokanová — Viktor Hronský — Jozef Kročán — Dušan Olčák

Štúdium niektorých štruktúrno-textúrnych vlastností chryzotilu z Jakloviec, Kalinova a Jasova magnetickými metódami

Study of some structural-textural properties of chrysotile from Jaklovce, Kalinovo and Jasov using the static magnetic, NMR

331 and EPR methods

Zora Bondarenková

Hydrogeologické a hydrogeochemické poznatky z prieskumných prác v Santovke

Hydrogeological and hydrochemical experience from prospecting in the Santovka source area

347

SPRÁVY

REPORTS

Lidia Turanová — Ján Turan — Ján Kobulský

Charakteristika uhličitanovej polohy z vrtnu MPV-8 pri Mníšku nad Hnilcom

Characteristics of a carbonate layer in the MPV-8 drill-hole near Mníšek nad Hnilcom (Eastern Slovakia)

363

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

Prekambrium Západných Karpát

LADISLAV KAMENICKÝ*, JAKUB KAMENICKÝ**

* Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta, 814 73 Bratislava

** Katedra petrografie PFUK, Gottwaldovo nám. 19, 814 50 Bratislava

(1 obr. a 3 tab. v texte)

Doručené 8. 3. 1983

Докембрий Западных Карпат

В новом синтезе о стратиграфии Западных Карпат авторы относят к докембрий только кристалликум западной части Высоких Татьер, северную часть Поважского Иновца, северо-восточную часть Трибеца Низких Татьер, Старых гор, Любьетовского пояса, западной и северной части кракововского пояса, северной части когутовского пояса вепорид и их эквивалентов в Чёрной горе, Слюбици и Земплинского острова. Остальные литостратиграфические единицы кристалликума татровепорид причленяют к старшему палеозою. В докембрию авторы вычленяют Подбрезовскую и Бытранскую подгруппы, каждая со собственным литологическим развитием. В почве младших свит экстерных отделов Западных Карпат авторы предполагают продолжение Молданубиану и Барандиану чешского массива или Бруно-Вистулика. В центральной части Европы авторы предполагают развитие докембрия в диапазоне всего Рифея с несколькими циклами вулканогенно-осадочных пород.

Precambrian of the West Carpathians

In their new synthesis of the West Carpathian crystalline stratigraphy, the authors range to the Precambrian only the crystalline suites in the following areas: in the western part of the High Tatra Mts., northern part of the Povážsky Inovec Mts., NE portions of the Tribeč Mts., the Low Tatra Mts., the Staré Hory crystalline, Lubietová zone, western and northern part of the Kraklová zone, northern part of the Kohút zone of the Veporic unit and their equivalents in the Cierna hora and Stubica Mts. as well as in the Zemplín Inselberg. Other lithostratigraphic units of the Tatroveporic crystalline together with the Gelnica Subgroup and Rakovec formation of the Gemeric are ranged into the Lower Paleozoic.

Two Subgroups of different lithology, the Podbrezová and Bystrá Subgroups, are distinguished in the Precambrian part of the crystalline. The Moldanubian and Barrandian of the Bohemian mass and of the Bruno-Vistulikum are presumed to continue into the basement of younger units of the external West Carpathians by the authors. The development of Precambrian including the whole Rifean and with several volcano-sedimentary cycles is presumed in Central European area.

V novej syntéze o stratigrafickom členení predkarbónskych útvarov čs. Karpát a vývoji prekambria v tomto horstve vychádzame predovšetkým z poznatkov M. Mášku a V. Zoubka (1960 a 1961), J. Kamenického (1968) a L. Kamenického (1973), ktorí vo svojich koncepciách interpretovali prevažnú alebo aspoň menšiu časť tatroveporického kryštalinika ako prekambrické litostratigrafické jednotky. Opierame sa aj o poznatky novších geologických štúdií, ktoré sme vykonali po roku 1968, resp. 1973, a využívame aj výsledky iných autorov vyjadrené v geologických mapách alebo v tematických výskumoch, najmä z práce G. Goreka, A. Klinca, D. Kubínyiho, A. Dudka, J. Weissa a i.

Cenné údaje pre nové stratigrafické chápanie západokarpatského kryštalinika poskytli aj geochronologické výskumy E. N. Bartnického, J. Burcharta, J. Kantora, A. Kovacha, N. P. Semeněnka a palinologické bádanie O. Čornej, E. Planderovej a P. Snopkovej. Naša práca sa nepriamo dotýka aj syntetických diel o geologickej stavbe Západných Karpát D. Andrusova, O. Fusána, M. Maheľa, P. Greculu a Z. Rotha. V novej syntéze využívame aj výsledky ďalších, nemenovaných autorov, ktoré vyplýnuli z riešenia čiastkových problémov, a naše poznatky korelujeme aj s najnovšími údajmi o geologickej stavbe kryštalinika susedných segmentov čs. Karpát.

Predtriasové litostratigrafické jednotky

Prekambrium sa v Západných Karpatoch doteraz paleontologicky preukázalo iba ojedinele (Timofejev, osobná informácia). Aj geochronologické údaje o jeho existencii sú len sporadické. Preto sa riešenie otázky veku kryštalinika a existencie prekambria v tomto horstve môže opie-

rať hlavne o rozdielny litostratigrafický vývoj jeho stratigrafických členov, o ich geologickú stavbu a koreláciu so susednými oblasťami.

Doterajšie výsledky palinologických výskumov nateraz dovoľujú vyčleniť v predtriasových útvaroch Západných Karpát molasu mladšieho paleozoika, vrchnú časť staršieho paleozoika s vekom devón až spodný karbón a spodnú časť staršieho paleozoika s rozpätím kambrium až silúr. Spodná časť staršieho paleozoika je miestami dobre definovateľná litologicky (prítomnosť ordovických až silúrskych ryolitov, zastúpenie bituminózneho silúru s lyditmi a vápencami a lokálne aj drobnými a mikrokonglomerátmi).

Aj keď hranica staršieho paleozoika s prekambriom nie je vždy spoľahlivo známa, predsa niektoré litologické členy pokladáme za typických reprezentantov prekambria. Patria medzi ne najmä ortohamy pararúl a sporadickým vývojom bazických vulkanitov regionálne metamorfovaných na amfibolity.

V priestore Západných Karpát kryštalinikum zväčša prikrývajú mladšie útvary, ktoré jeho celkovú geologickú stavbu zastierajú, ale možno o nej usudzovať nielen podľa odkrytého územia, ale aj z vrtných prác, obliakovej analýzy konglomerátov mladších útvarov, korelácie s kryštalinikom susedných oblastí v pozdĺžnom aj priečnom smere, ako aj na základe údajov geofyzikálnych výskumov, všeobecných zákonitostí a pod. Z poznatkov uvedených smerov výskumu usudzujeme, že prekambrium v kryštaliniku zakrytých oblastí je relatívne rozšírenejšie ako v odkrytých územiach. Ostatne aj v podloží staršieho paleozoika predpokladáme vystupovanie prekambria už v hĺbke 1 až 5 km. Oblasť s mladšou oceanickou kôrou sú v priestore Západných Karpát v súčasnosti redukované na minimum.

Pre geologickú stavbu prekambria majú najväčší význam štruktúrne prvky vlastného prekambria, ktoré sa sformovali v poslednej etape jeho vývoja v asyntskom — bajkalskom orogéne. Za najstaršie jeho známe prvky považujeme formy vytvorené pravdepodobne v cykle cca 1450 až 1260 mil. rokov (vrt Dražovice 2, Dudek — Melková, 1975), preto predpokladáme, že moldanubian — arvernian i briovernian — barrandian lokálne vystupovali v pôvodnom podloží flyšu a sedimentov predhlbne externých Karpát. Mladšie orogény a ich tektonické fázy až po recentné pohyby mohli, prirodzene, vplývať na rozmiestnenie a stavbu litologických jednotiek prekambria. Ale tie iba skomplikovali pôvodné štruktúry, ktoré mali formu nepravidelného oblúka už v asyntskom orogéne.

Na základe rozdielneho faciálneho vývoja možno v Západných Karpatoch vyčleniť nasledujúce jednotky: bruno-vistulikum (ktoré niektorí autori delia na moravský blok a autochtónny blok), prekambriový exotický masív, Ľubietovský chrbát, panónsky masív a ostatnú časť vnútorných Karpát, rozprestierajúcu sa na S a J od Ľubietovského chrbta.

Najdôležitejšie etapy vývoja názorov na stavbu kryštalinika Západných Karpát vyjadruje práca V. Zoubka (1936), M. Mášku — V. Zoubka (1960 a 1961), J. Kamenického (1968) a L. Kamenického (1973a, b). V prvej syntéze z roku 1936 V. Zoubek vyjadril náhľad o jednotnom predmetamorfnom vývoji západokarpatského kryštalinika a relatívne vyšší stupeň premeny tatroveporického kryštalinika v porovnaní so starším paleozoikom gemerika vysvetľoval odlišnou konfiguráciou týchto jednotiek v období ich metamorfózy, ktorú spájal s bretónsko-sudetskou fázou variského vrásnenia. Na tomto základe začlenil celé západokarpatské kryštalinikum do staršieho paleozoika. V roku

1960 a 1961 M. Máška — V. Zoubek vypracovali novú syntézu o stratigrafii kryštalinika Západných Karpát a v nej na základe rozdielneho predmetamorfného faciálneho vývoja a rozdielnej intenzity regionálnej premeny vyčlenili okrem staršieho paleozoika aj prekambrium reprezentované tatranskou a kohútskou sériou. Takmer rovnaké predstavy sú v syntéze J. Kamenického (1968), ktorý z rozličných dôvodov premenoval tatranskú sériu na jarabskú a kohútsku na kokavskú. Naproti tomu L. Kamenický (1973a, b) zastával názor o širokej litostratigrafickej aj štruktúrnej členitosti kryštalinika v rozpätí od 230 do cca 1300 mil. rokov. Pri riešení veku kryštalinika Západných Karpát zohrali v poslednom období významnú úlohu palinologické výskumy O. Čornej, E. Planderovej a P. Snopkovej, ktoré preukázali raz iba orientačne, inokedy precízne vystupovanie troch litostratigrafických jednotiek paleozoika aj mimo oblasti gemerika.

Geochronologické výskumy, zamerané niekedy nevhodne, priniesli rad dôkazov o veku v rozmedzí 1410? — 505 mil. rokov, čím potvrdili prítomnosť prekambria v tomto horstve.

V súčasnosti možno oprávnenne usudzovať o viacerých litostratigrafických jednotkách prekambria z nasledujúcich geochronologických údajov:

1410—1260 mil. rokov — metamorfóza a magmatizmus v kryštaliniku podložia predhlbne a externých flyšových príkrovov.

1150 mil. rokov — metamorfóza disténových pararúl v zemplínskom ostrove (Rb/Sr metóda, referát Greculu, 1980) a magmatizmus podložia predhlbne a externých flyšových príkrovov (vrt Dražovice-2, biotiticko-amfibolický diorit, amfibol, K/Ar metóda, Dudek — Melková, 1975)

984 a 962 mil. rokov — metamorfóza disténových pararúl v zemplínskom ostro-

ve, vrt Vilyvitány (Rb/Sr metóda, Kovách et al., 1969)

870 mil. rokov — metamorfóza amfibolitov v podloží flyšových príkrovov (vrt Rzeszotary, K/Ar metóda, Semenenko et al., 1969)

835 mil. rokov — vek klastogénnych zirkónov pararúl vnútorných Karpát ($\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ — $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$, izochróna získaná U-Th-Pb metódou, Cambel et al., 1977)

794 mil. rokov — metamorfóza bitešských ortorúl, ktorých analógy, ako to vyplýva z obliakového materiálu konglomerátov mladších útvarov, vystupujú v kryštaliniku podložia externých flyšových príkrovov (Rb/Sr metóda, Scharbert, 1977).

660—540 mil. rokov — metamorfóza a plutonizmus v bruno-vistuliku (K/Ar metóda, plutonické horniny a pararuly, Dudek — Melková, 1975)

640 mil. rokov — genéza zirkónov muránskych ortorúl (priesečník diskordie s konkordiou, Kamenický — Král, 1979)

585 mil. rokov — plutonizmus žulorúl v šopronskom kryštaliniku, ktorých ekvivalenty predpokladáme v pokračovaní tohto pásma v centrálnych Karpatoch (Rb/Sr metóda, Szádeczky-Kardoss et al., 1969)

550 a 575 mil. rokov — metamorfóza sedimentov tatroveporického kryštalinika ($\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$, vek zirkónov, Cambel et al., 1977)

505 mil. rokov — vek metamorfózy a genézy magmy kyslých vulkanitov gelnickej podskupiny gemerika a staršieho paleozoika tatroveporika (izochróna $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ — $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ získaná U-Th-Pb metódou, Cambel et al., 1977).

380 mil. rokov — vek intrúzie síhlianskeho tonalitu ($\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$, vek zirkónov, Cambel et al., 1977).

Ak sa vezme do ohľadu cyklickosť geologického vývoja, vyznačujúceho sa opakovaním iniciálneho, orogénneho, subsekventného a finálneho magmatizmu

s príslušnými syngenetickými sedimentárnymi formáciami a opakovaním sa fáz metamorfózy až ultrametamorfózy a plutonizmu, uvedené geochronologické údaje svedčia o uplatnení sa viacerých cyklov v kryštaliniku Západných Karpát. Ich rozpätie je cca 1600 — 530 mil. rokov. Z toho potom vychodí, že sú v tejto oblasti zastúpené ekvivalenty moldanubianu a barrandianu. Dĺžka jedného cyklu sa najčastejšie hodnotí v rozpätí 150—250 mil. rokov (resp. až 500 mil. rokov). Toto rozpätie dovoľuje v prekambriu Západných Karpát akceptovať existenciu 4—5 cyklov. Ide o tieto intervaly: 530—700, 700—850, 850—1050, 1050—1260 a 1260—1450 mil. rokov. Pravdepodobný je aj cyklus 1450—1600 (1890) mil. rokov, ktorý sa uplatnil v Českom masíve. Do týchto cyklov zapadajú geochronologické údaje analyzovaných hornín Západných Karpát s konkrétnou hodnotou závislou od toho, či ide o horniny iniciálneho alebo orogénneho magmatizmu, resp. o metamorfovanú horninu.

Podľa skúseností z iných území s podobnou geologickou stavbou, ako majú Západné Karpaty, majú štruktúrne prvky zvyčajne pretiahnutý tvar pozostávajúci z čiastkových oblúkov, ktorý vytvorili pásmové orogény rozličného veku. Jednotlivé štruktúrne jednotky Západných Karpát sa vyznačujú nerovnakým vekom svojej individualizácie, ale aj uplatnením sa posledného prekambriického orogénu. Z tohto stanoviska možno v bruno-vistuliku analogicky s Českým masívom odlišovať štruktúrny celok ekvivalentov moldanubianu a barrandianu a asyntské masívy. Relatívne mladší je panónsky masív, potom prekambriický exotický masív, ďalej Ľubietovský chrbát a najneskôr v asyntskom orogéne sa individualizovali štruktúry prekambria vnútorných Karpát v priestore medzi Ľubietovským chrbtom a prekambriickým exotickým masívom na

jednej strane a panónskym masívom na druhej.

Pôvodné ohraničenie prekambriových jednotiek zastrelí štruktúrne prvky mladších orogénov. Hranicu Českého masívu kladie J. Weiss (1977) a A. Dudek (1980) do príbyslavskej zóny a s prekambriovým exotickým masívom do peripieninského lineamentu. Podľa P. Greculu (1973) panónsky masív hraničí s vnútornými Karpami na rožňavskej línii.

Stratigrafia, litológia a metamorfóza

Do prekambria Západných Karpát vystupujúceho na povrch možno zaradiť najmä územie s ortorulami a pararulami, prechádzajúcimi miestami do synkinematických migmatitov so sporadickými vložkami ortoamfibolitov. Vystupuje v západnej časti Vysokých Tatier, v severnej časti Považského Inovca, v Tríbeči, v Nízkych Tatrách, Starých horách, v Ľubietovskom pásme, v západnej a severnej časti krakovského pásma, v severnej časti kohútскеho pásma veporika a v ich ekvivalentoch v Čiernej hore a v Stúbici, resp. v zemplínskom ostrove (?).

Jarabská skupina

Ako samostatnú litostratigrafickú jednotku vyčlenil M. Máška — V. Zoubek (1960, 1961) tatranskú (rulovú) sériu, ktorá s istými odchýlkami zodpovedá jarabskej sérii J. Kamenického (1968). Ďalej termínom jarabská skupina označujeme súvrstvia ortorúl a pararúl typicky vyvinuté v priestore medzi Bocou, Jarabou a Táľmi v Nízkych Tatrách alebo v severozápadnej časti Ľubietovského pásma. V okolí Boce sa toto súvrstvie začína leukokrattými ortorulami, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do metamorfítov vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia a v najvyššej

časti do pararúl s vložkami ortoamfibolitov. Je mocné 3—5 km. Takmer v celej spomenutej oblasti sa uplatnili aj prejavy ultrametamorfózy, počas ktorej vznikli synkinematické migmatity. Ale prejavy synkinematickej migmatitizácie sa lokálne uplatnili aj v staropaleozoickom súvrství, lenže sa geneticky viažu na mladší, kaledónsky orogén. Delíme ho na vrchnú časť, v rozpätí 700—530 mil. rokov, a na spodnú časť, staršiu ako 700 mil. rokov. V ich stratigrafickom nadloží vystupuje staropaleozoické súvrstvie v okolí Čertovej svadby, Lenivej a Beňušky, ktoré v spodnej časti zodpovedá gelnickej podskupine a vo vrchnej časti rakoveckému súvrstviu.

V kohútskom pásme veporika vystupuje analogické súvrstvie v okolí obce Muráň. Aj ono bolo regionálne metamorfované až ultrametamorfované, pričom nastala aj intrúzia granitickej anatektickej magmy do jeho vrchných častí. Intrúzia mala orientovaný tvar s úklonom na J. Vyplýva to z nahromadenia leukokrattých facií v južnej, nadložnej časti a z hybriditizácie a migmatitizácie plášťa v jej podložnej, severnej časti. V ďalšom geologickom vývoji prekambria tejto oblasti sa uplatnila jeho regionálna metamorfóza, pri ktorej často vznikali priečne textúry. V ostatnej fáze jeho vývoja nastala ďalšia jeho premena a prejavila sa vznikom novej minerálnej asociácie aj samostatným tvarovým usporiadaním novovzniknutých minerálov. Tento zložitý vývoj potvrdzujú aj geochronologické údaje, ktoré v prípade ortoruly z okolia Muráňa poskytli nasledujúce výsledky: priesečníky diskordie s konkordiou 640 mil. rokov a 290 mil. rokov, izochrona 505 mil. rokov, vek na základe pomeru izotopov Pb^{206}/U^{238} je 360 mil. rokov, vek poslednej metamorfózy stanovený K/Ar metódou 95 mil. rokov a z enklávy amfibolitu 120 mil. rokov. Možná interpretácia týchto údajov je nasledujúca: vznik zirkónov kyslých intruzív

okolo 640 mil. rokov, regionálna metamorfóza v rozpätí 505—360 mil. rokov, mladšia fáza metamorfózy okolo 290 mil. rokov a posledná premena v období 120—95 mil. rokov. Na základe uvedeného by celé súvrstvie mohlo zodpovedať cyklu 700—530 mil. rokov. V jeho podloží, rovnako ako v Nízkych Tatrách, vystupujú ortoruly homogénneho charakteru, ktoré zrejme patria do cyklu staršieho ako 700 mil. rokov. Naproti tomu v jeho nadloží vystupuje cyklus staršieho paleozoika začínajúci sa metamorfovanými základnými vulkanitmi, drobnými, ílovito-piesčitými sedimentmi a ukončený metamorfovanými bituminóznymi bridlicami. Kyslé vulkanity, ktoré v tomto súvrství vystupujú lokálne, sú analógiou porfyroidov gelnickej podskupiny. Plutonizmus reprezentujú veporské a síhlianske granitoidy. Vek síhlianskych tonalitov je 380 mil. rokov a rozpätie cyklu 530—370 mil. rokov.

V kryštaliniku juhozápadnej časti Vysokých Tatier sú zastúpené analogické súvrstvia, staršie paleozoikum aj prekambrium. Prekambrium sa tu geochronologicky preukázalo na základe pomeru izotopov Pb^{206}/U^{238} v zirkóne biotitických pararúl Račkovej doliny, ktorý je 550 mil. rokov. Svedčí o tom, že súvrstvie označované v minulosti ako kryštalické bridlice Baranca zodpovedá prekambriu.

V Považskom Inovci do prekambria zarátujeme komplex diaforitických svorov severnej časti s ojedinělými vložkami ortoamfibolitov, kým komplex biotitických svorov a pararúl s hojným zastúpením ortoamfibolitov a postkinematických migmatitov pravdepodobne patrí do staršieho paleozoika.

V Trábeči sa kryštalické bridlice zachovali iba v severnej časti v skupine Razdieľa. Z tohto kryštalinika by do prekambria mohli analogicky patriť synkinematické migmatity, v ktorých sa lokálne vyskytujú aj ortoruly.

Analogické súvrstvia prekambria sú aj vo veporiku. Najtypickejším vývojom prekambria má Ľubietovské pásmo veporika. Charakterizuje ho mohutný komplex ortorúl a synkinematických migmatitov s podradným zastúpením pararúl a pomerne hojným vystupovaním artoamfibolitov. Z kryštalinika krakovského pásma možno do prekambria počítať najmä súvrstvia kryštalických bridlic vystupujúce v jeho západnej a severnej časti, reprezentované synklinematickými migmatitmi, ortorulami a pararulami. Takisto v severovýchodnom pokračovaní veporických pásiem v Čiernej hore a v masíve Sľubice vystupujú súvrstvia litologicky veľmi príbuzné prekambriu Nízkych Tatier a okolia Muráňa. Ale tektonická stavba tohto kryštalinika je veľmi zložitá, a to sťažuje kartografické vyčleňovanie stratigrafických jednotiek. Aj kryštalické bridlice zemplinského ostrova vystupujúce na povrch, ale známe aj z vrtných prác prejavujú istú analógiu s členmi prekambria Nízkych Tatier.

Prekambrium vnútorných Karpát patrí do dvoch genetických cyklov, staršieho, ktorý voláme podbrezovská podskupina, a mladšieho, ktorý označujeme ako bystrianska podskupina. Starší cyklus na povrchu zastupujú iba jeho najvyššie členy, reprezentované bocianskym súvrstvím. Jeho spodnú časť nepoznáme.

Podbrezovská podskupina

Bocianske ortorulové súvrstvie

Toto súvrstvie je prevažne z ortorúl a synkinematických migmatitov, v menšej miere aj z pararúl, najčastejšie vystupujúcich iba vo forme tenkých vložiek v synkinematických migmatitoch.

Ortoruly vystupujú v spodnej časti tohto súvrstvia. Sú svetlej a svetlosivej farby, bridličnatej textúry a drobného až stredného vývoja. Skladajú sa hlavne

z regionálneho metamorfného ortoklasu, oligoklasu a kremeňa s vedľajším zastúpením biotitu a $\pm$ muskovitu. Z akcesórií je najčastejší apatit a zirkón. Medzi typické minerály ortorúl patrí akcesorický sillimanit, ktorý je symplektiticky pre-rastený kremeňom. Okrem uvedených regionálne metamorfných minerálov ortoruly miestami obsahujú aj ultrametamorf-ný kremeň II a mikroklin, ktoré majú najčastejšie porfyroblastický vývoj alebo tvoria výplň žiliek milimetrovej až centimetrovej mocnosti.

Ortoruly vznikli regionálnou premenou ryolitov a ich pyroklastík späťou s kadómskou fázou, ktorá sa odohrala v podmienkach fácie granatických amfibolitov a dosiahla až izogrady sillimanitovej fácie.

Pararuly vystupujú prevažne vo vrchnej časti bocianskeho súvrstvia. Sú sivé až tmavosivé a majú výrazne bridličnatú textúru s rovnými a navzájom rovnobežnými plochami bridličnatosti. Majú najčastejšie jemnozrnný až drobnozrnný vývoj a podstatne ich tvorí regionálne metamorfný kremeň a oligoklas, ku ktorým vo vedľajšom až podstatnom množstve prístupuje biotit $\pm$ muskovit. Z akcesórií je najčastejší apatit, zirkón a magnetit. V rovnomernej zrnitých pararulách často vystupujú polohy feldšpatizovaných pararúl so svetlými očkami ultrametamorf-ného oligoklasu II a kremeňa II. Pri intenzívnej ultrametamorfóze vznikli aj synkinematické migmatity a v extrémnom štádiu tohto procesu nastala aj anatexia väčších častí metamorfného komplexu a vznikol subautochtónny granit typu Kráľčeka. Okrem progresívnej regionálnej premeny toto súvrstvie lokálne postihla aj diafloreza.

Bystrianska podskupina

Bystrianska podskupina v predmeta-morfnom vývoji pozostáva z ílovito-pies-

čitých bridlic s podradným vývojom bituminóznych a drobových sedimentov. V jeho strednej časti častejšie vystupujú slabé polohy eugeosynklinálnych vulkanitov povahy bazaltov, hojne sprevádzaných pyroklastikom. V najvyššej časti podskupiny sa vyskytujú polohy kremenitých sedimentov. Regionálnou metamorfózou kadómskej fázy, ktorá nastala v podmienkach granatických amfibolitov, sa sedimenty tejto podskupiny zmenili na pararuly a synkinematické migmatity a vulkanity nadobudli povahu ortoamfibolitov.

Pararuly majú minerálne zloženie: kremeň, oligoklas, biotit $\pm$ muskovit $\pm$ distén $\pm$ sillimanit. Sú sivé až tmavosivé a jemnozrnného až drobnozrnného vývoja. Majú výrazne bridličnatú textúru s rovnými a navzájom rovnobežnými plochami bridličnatosti. Miestami prechádzajú do feldšpatizovaných pararúl so svetlými očkami ultrametamorf-ného kremeňa II a oligoklasu II $\pm$ mikroklinu.

Synkinematické migmatity sú prevažne zastúpené homogénnymi migmatitmi charakteru žulorúl, ktoré často prechádzajú do oftalmitických migmatitov a vyznačujú sa silnou prevahou neosómu nad paleosómom. Podradne sú vyvinuté aj stromatické typy, najčastejšie s rovnomerným zastúpením oboch zložiek, ale aj so silnou prevahou paleosómu nad neosómom. Zdrojom ich neosómu bol vlastný metamorfný komplex. Paleosóm synkinematických migmatitov má petrografickú povahu pararúl, naproti tomu neosóm je svetlosivý, má masívnu textúru a je hlavne z kremeňa, oligoklasu $\pm$ ortoklasu $\pm$ mikroklinu.

Amfibolity bystrianskej podskupiny sú tmavozelené až trávovozelené a v porovnaní s pararulami sú menej výrazne bridličnatej textúry. Pozostávajú hlavne z obyčajného amfibolu a andezínu až kyslého labradoru, ku ktorým vo vedľajšom až akcesorickom množstve často prístupuje

kremeň a zriedkavejšie aj granát a biotit. V zóne synkinematických migmatitov amfibolity miestami postihla slabá migmatitizácia, ktorá sa v počiatočnom štádiu prejavila K-metasomatózou za vzniku biotitu zatláčajúceho regionálne metamorfný amfibol. Metasomatický biotit je červeno-hnedý a často tvorí kumuloblasty so všesmernou orientáciou. Okrem metasomatického biotitu je miestami v amfibolitoch aj regionálne metamorfný biotit, ktorý je tvarovo usporiadaný a hnedozelený. V pokročilom štádiu migmatizácie amfibolitov vytvára neosóm samostatné polohy hlavne z kremeňa II a oligoklasu. Tým amfibolity nadobúdajú povahu stromatitických migmatitov, najčastejšie so silnou prevahou paleosómu nad neosómom.

Názov bystrianskej podskupiny je odvodený od doliny Bystrá v Nízkych Tatrách, v ktorej sa táto podskupina vyskytuje v typickom vývoji.

Vývoj prekambria v Západných Karpatoch

Na základe vyčlenených cyklov, opísaných

súvrství aj dedukovaných vzťahov medzi nimi možno v priestore Západných Karpát načrtnúť nasledujúci vývoj geologickej stavby (tab. 1). Najstarším cyklom v priestore tohto horstva sú ekvivalenty moldanubianu bruno-vistulika s rozpätím 1260—1450 mil. rokov. Prítomnosť tohto cyklu moldanubianu dovoľuje usudzovať aj o možnosti existencie predchádzajúceho cyklu s rozpätím 1450—1600 (1800) mil. rokov, teda o existencii rifea v celom priestore centrálnej Európy.

V bruno-vistuliku sú náznaky existencie cyklu 1260—1050 mil. rokov, ale dôkazy o jeho jestvovaní sú aj v geochronologických údajoch z kryštalinika zemplínskeho ostrova (1150 mil. rokov).

Ekvivalenty brioverianu — barrandianu možno predpokladať v bruno-vistuliku iba na základe veku bítešských ortorúl (794 mil. rokov) a metamorfózy amfibolitov z vrhu Rzeszotarocho (870 mil. rokov). Nepriamym dôkazom vystupovania ekvivalentov brioverianu — barrandianu v priestore čs. Karpát je aj izochróna 835 mil. rokov, na ktorej ležia klastogénne zirkóny

Tab. 1

	Názov a rozpätie cyklu v mil. rokov	Metamorfóza a magmatizmus v mil. rokov
a) Vnútorne Západné Karpaty		
Perm		
Vrchný karbón		
Devón — spodný karbón	variský 370—230	360—230
Stredné kambrium — silúr	kaledónsky 530—370	505—380
Vend — spodné kambrium	kadómsky 700—530	660—540
Vrchné rifeum	850—700	835—740
	1050—850	984—962
Spodné rifeum	dalsandský 1260—1050	1150
b) Externé Západné Karpaty		
detto a		
Spodné rifeum	1450—1260	1410—1270

metamorfovaných hornín vnútorných Západných Karpát. Z nej možno usudzovať, že boli transportované z málo vzdialenej znosovej oblasti, a to pravdepodobne z panónskeho masívu a prekambrického exotického masívu. Tento cyklus zodpovedá rozpätiu 1050—850 mil. rokov. Pre nasledujúce cykly sú už doklady v samotných vnútorných Západných Karpatoch, a to pre podbrezovskú podskupinu v rozpätí 850—700 mil. rokov a pre bystriansku podskupinu v rozpätí 700—530 mil. rokov.

Nadložie uvedených prekambrických cyklov je reprezentované kaledónskym cyklom, s časovým rozpätím 530—370 mil. rokov, a variským cyklom, v časovom rozpätí 370—230 mil. rokov.

Hranica cyklov prekambria a paleozoika vychodí z viacerých faktov. Tak napr. klastogénny zirkón metakvarcitov gelnickej podskupiny z okolia Smolníka limituje najmladšiu fázu metamorfózy ich znosovej oblasti na 600—650 mil. rokov. Podobne brnenský masív sa vyvíjal v rozpätí 540—650 mil. rokov. Metamorfóza pararúl z Račkovskej doliny vo Vysokých Tatrách má vek 550 mil. rokov. Metamorfóza kryštálických bridlíc v okolí Kalinova má analogický vek 575 mil. rokov. Na druhej strane geochronologické údaje dokazujú, že metamorfóza v kaledónskom cykle prebiehala v rozpätí 505—380 mil. rokov. Prvý údaj je izochrónou U-Th-Pb, na ktorú padajú horniny vulkanického pôvodu, synkinematické migmatity a pod., a druhý údaj zodpovedá intrúzii sihlíanskeho tonalitu. Pretože v susedných oblastiach sú dôkazy o veku metamorfózy až 530 mil. rokov (Východné Alpy) a na druhej strane údaj o pokračovaní tulgešskej podskupiny z vrchného prekambria do spodného kambria, predpokladáme, že rozhraním uvedených cyklov je vek 530 mil. rokov. Toto rozhranie sa miestami prejavilo vo forme diskordancie, v iných oblastiach mohla sedimentácia pokračovať neprerušene

z prekambrického do paleozoického cyklu.

V doterajšej literatúre sa jednotlivé litostratigrafické jednotky pomenúvali rozdielne, často odlišne ako v tejto práci. Preto v tab. 2 uvádzame prehľad vyčlenených jednotiek, ich pôvodné názvy a pôvodne predpokladané vekové rozpätie (šrafúra 1), ako aj rozpätie, ktoré prijímame (šrafúra 2). Okrem toho staršie označenia zvyčajne neboli v súlade s medzinárodne prijatými zásadami, a preto v tab. 3 v hierarchickom poradí uvádzame litostratigrafické jednotky, ich lokálne vývoje, ekvivalenty, príp. ich synonymá. Na získanie prehľadu prikkladáme aj mapku v mierke 1:1,5 mil. s vyznačením predtriasových litostratigrafických jednotiek Západných Karpát.

Chceme ešte podotknúť, že podľa nášho názoru jednotky Českého masívu bruno-vistulika pokračujú do vlastného priestoru alpínskych Západných Karpát, čo vidieť aj z rozmiestnenia členov poslednej jednotky v mape A. Dudka (1980). Rovnako predpokladáme, že reprezentanti týchto jednotiek sú zastúpení v podsunutej sialovej kryhe, ale aj v nasunutej kryhe Západných Karpát, pretože sa oblúky, príkrovy a obdukcie tvorili vo viacerých fázach od prekambria až po alpínsku etapu. Názorným príkladom toho môže byť príkrovová stavba kryštalinika vo Východných Karpatoch. Naše predstavy potvrdzujú aj poznatky obliakovej analýzy paleogénnych a kriedových zlepcov extérnych Západných Karpát a bradlového pásma (Maršalko et al., 1976).

Ako sme už uviedli, v priestore Západných Karpát sa vyskytujú viaceré štruktúrne jednotky s rozdielnym vekom prekambrickej individualizácie a konečného formovania. Z toho usudzujeme, že sedimentácia rifea prebiehala v celom priestore centrálnej Európy, a preto termínom vagdanubianska nadskupina pomenúvame všetky faciálne vývoje jednotlivých blokov

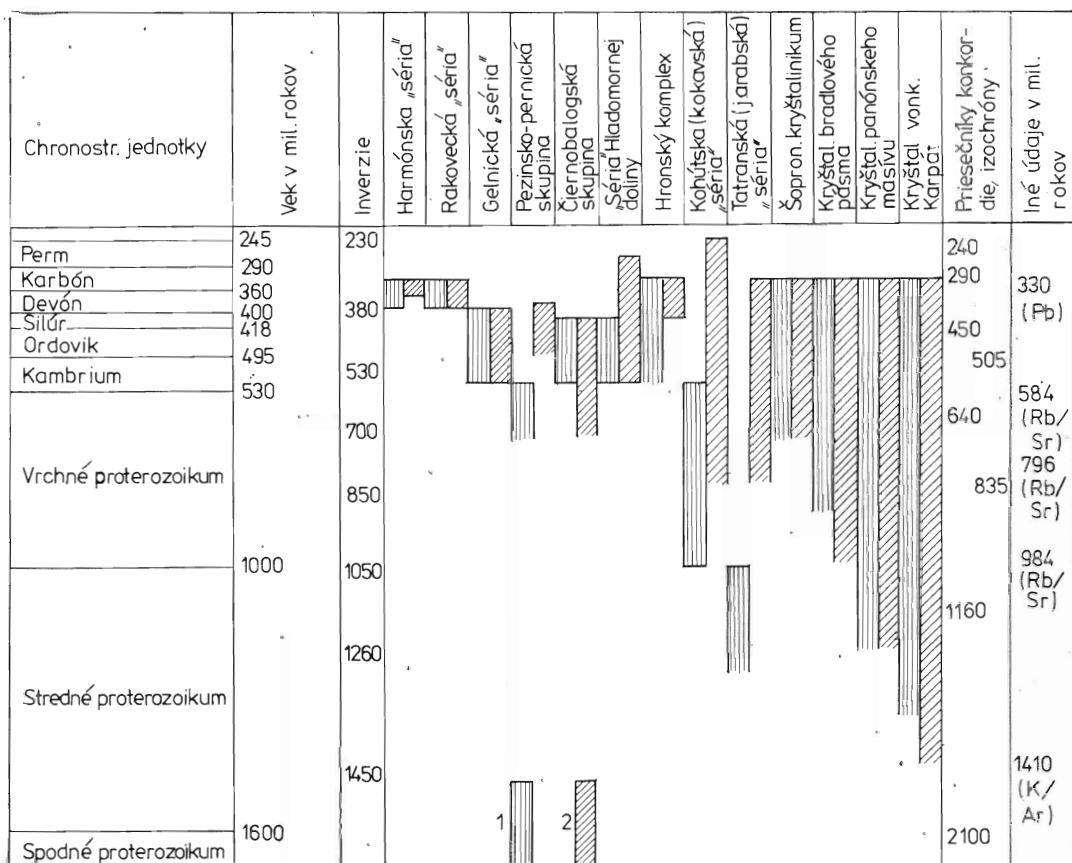
s rozdielnym geologickým vývojom. Dunaj a Váh pretekajú týmito blokmi v celej dĺžke, preto sa nám názov nadskupiny podľa týchto tokov zdá byť celkom vhodným.

Tektonická stavba kryštalinika Západných Karpát je pre veľké časové rozpätie svojho vývoja (1450 — 230 mil. rokov), ale najmä uplatnenie sa viacerých orogénnych cyklov, často rozdielneho charakteru a formovania sa tektonických štruktúr,

veľmi zložitá. Náznorným príkladom toho sú aj tektonické profily Západných Karpát uverejnené v ostatnom období (napr. Grecula — Roth, 1978 a pod.). Spoločným menovateľom našich predstáv je predpoklad, že ide o širokú oblasť rozprestierajúcu sa medzi severoeurópskou platformou a africkým kontinentom. Pri ich kolíziách sa sformovali nielen pásmové a oblúkové orogény, ale vznikli aj veľké príkrovové a blokové štruktúrne jednotky,

Litostratigrafické jednotky kryštalinika Západných Karpát
Lithostratigraphic Units of the West Carpathian crystalline

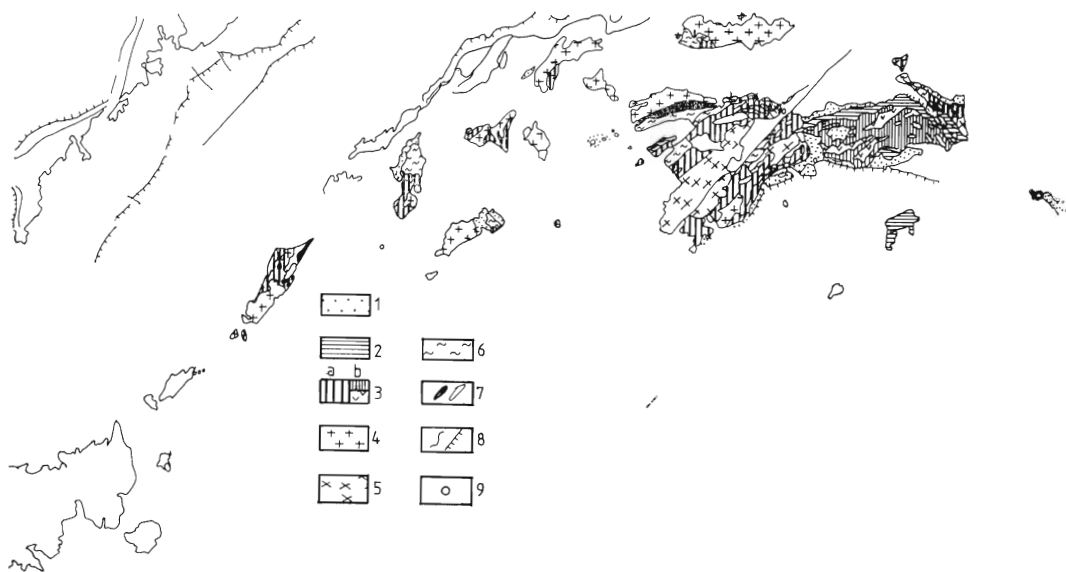
Tab. 2



Vysvetlivky: 1 — pôvodné názvy vyčlenených jednotiek a ich pôvodne predpokladané vekové rozpätie, 2 — vekové rozpätie prijaté autormi tejto práce

1 — original name of units distinguished and their formerly presumed time-span, 2 — time-span adopted by the recent authors

Nadskupiny	Skupiny	Podskupiny	Súvrstvia
	Západokarpatská paleozoická skupina (skupina Hladomornej doliny, kohútkeho pásma veporika, pezinsko-pernecká skupina Malých Karpát)	Ráztocká podskupina v gemeriku	— Rakovecké súvrstvie v gemeriku, — Harmónske súvrstvie Malých Karpát, — Hronské súvrstvie v krakovskom pásme veporika, — Súvrstvie Kliniska v Nízkych Tatrách, — Vrchný komplex v kohútkeho pásme veporika v skupine Hladomornej doliny
		— Gelnická podskupina v gemeriku, — podskupina Čierneho Baloga v kráľovohorském pásme veporika, — Spodný komplex v kohútkeho pásme veporika v skupine Hladomornej doliny	
vagdanubian (proterozoická nadskupina)	Jarabská skupina	— Bystrianska podskupina v Nízkych Tatrách (podskupina Muránskej Lehoty v kohútkeho pásme veporika) — Podbrezovská podskupina v Ľubietovskom pásme veporika	— Bocianske ortorulové súvrstvie v Nízkych Tatrách
	Kazimírska skupina v zemplínskom ostrove		
	Moldanubická skupina v bruno-vistuliku		— Dražovické súvrstvie (?) v bruno-vistuliku



Obr. 1. Mapa litostratigrafických jednotiek kryštalinika Západných Karpát 1 : 1 500 000. 1 — mladšie paleozoikum, 2 — rakovecké súvrstvie, 3 — a) staršie paleozoikum tataveporika, b) gelnická podskupina, 4 — neskoroorogénne variské granitoidy, 5 — synorogénne až neskoroorogénne granitoidy, 6 — bystrianska podskupina vrátane synkinematických a neskoroorogénnych granitoidov, 7 — podbrezovská podskupina — bocianske súvrstvie, 8 — hranice jednotiek a významné tektonické línie, 9 — kazimírska skupina v zemplínskom ostrove

Fig. 1. Map of lithostratigraphic units of the West Carpathian crystalline, scale 1 : 1 500 000. 1 — Upper Paleozoic, 2 — Rakovec formation, 3 — a — Lower Paleozoic in the Tataveporic unit, b — the Gelnica Subgroup, 4 — Variscan, late-orogenic granitoids, 5 — granitoids, synorogenic to late-orogenic, 6 — the Bystrá Subgroup, synkinematic and late-orogenic granitoids including, 7 — the Podbrezová Subgroup — Boca formation, 8 — limits of units and main tectonic line, 9 — the Kazimír Group in the Zemplín Inselberg

O litologickej náplni a tektonickej stavbe kryštalinika Západných Karpát zakrytého mladšími útvarmi, ako je prekambrium, možno usudzovať iba podľa nepriamych dôkazov, vrátane geologickej stavby odkrytých analogických území. L. Kamenický (1973) dospel k názoru, že sa v kryštaliniku pribradlovej oblasti opakuje litologická náplň centrálnych Západných Karpát, navyše s existenciou ďalšieho úplného cyklu, t. j. 1050—850 mil.

P. Grecula (1980) pokladá kryštalinikum zemplínskeho ostrova za pokračovanie panónskeho masívu s rovnakou litologickou

náplňou. V prospech toho svedčí aj najnovšie zistený vek disténových pararúl (1150 mil. rokov). Prítom nemožno tvrdiť, že by taká stará sedimentácia nemohla existovať aj v priestore Západných Karpát.

Pri všetkých blokoch Západných Karpát možno predpokladať pásmový priebeh vo forme oblúkov rozličného polomeru. Podľa ich vzťahov k susedným oblastiam predpokladáme, že centrálné Západné Karpaty pokračujú v celom priebehu Álp a v Apusenských vrchoch (Kamenický, 1973). Externe položené bloky pokračujú v štruktúrnych jednotkách Českého masí-

vu, Marmaroši a v kryštaliniku Transylvánie (Kamenický, 1973). Ako to vidieť z diagonálneho križovania štruktúr rozličného veku, nerovnako staré štruktúrne prvky nie sú úplne konformné.

Funkcia prekambria v mladších zvrásnených pásmach

Prekambrické litostratigrafické jednotky zvrásnených oblastí umožňujú poznať geologický vývoj pred fenerozoikom. V protiklade so zjednodušujúcim názorom o oceanickej kôre v paleozoiku existencia cyklov prekambria v priestore Západných Karpát dokazuje prítomnosť sialovej kôry v širokom časovom rozpätí pred obdobím paleozoika a poukazuje na podmienky, za ktorých vznikali litostratigrafické členy kôry. Možno usudzovať o priebehu bazénov, znosových oblastí, magmatických, metamorfných a orogénnych procesov a o postupnosti ich vývoja.

V priestore Západných Karpát existovala sedimentácia v pokarelskom období v rozpätí celého rifea. Najstaršie orogénne pásma možno klásť do obdobia 1450–1260 mil. rokov. Ale nemožno vylúčiť ani existenciu predchádzajúceho pokarelského cyklu. Celkove prebehlo v prekambriu aspoň 5 cyklov, pričom sa každý z nich prejavil aj samostatne vznikom nových štruktúrnych jednotiek, ktoré ovplyvňovali ďalší vývoj tejto oblasti. Nukleá existujúcich orogénov si do istej miery zachovali autonómiu a funkčne sa zúčastňovali na mladších orogénoch až po recentné obdobie. Preto tiež usudzujeme, že nijaký z nich nezostal voči alpínskemu orogénu úplne intaktný v celom svojom priebehu. Tento fakt sa týka bruno-vistulika, pri ktorom možno pozorovať ohýbanie vnútorných štruktúrnych jednotiek do oblúka, ktorý sa diagonálne pretína s recentným priebehom čs. Karpát. Bruno-vistulikum

v jeho východnej časti zrejme ovplyvnili mladšie orogény, a to kaledónsky, variský a alpínsky. Možno tak usudzovať z materiálu kriedových a paleogénnych zlepenčov, ktorých materiál pochádzal z jeho pokračovania v rumunských Karpatoch.

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpathen. *Bratislava, VSAV*.
- Burchart, J. 1968: Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mountains. *Amer. J. Sci.*, 266, pp. 895–907.
- Burchart, J. 1970: Skaly krystaliczne wyspy Goryczkowej w Tatrach. *Stud. geol. pol.*, 32.
- Cambel, B. et al. 1977: Nekotoryje svedeniya po geochronologii krystalinikuma Zapadnykh Karpat na osnove dannykh U-Th-Pb metoda. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 28, 2, s. 243–259.
- Dudek, A. 1980: The Crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozpr. Čs. akad. věd*, 8, pp. 1–85.
- Dudek, A. — Melková, J. 1975: Radiometric age determination in the crystalline basement of the Carpathian foredeep and of the Moravian flysch. *Věst. Ústř. úst. geol.*, 50, 5, pp. 257–264.
- Fusán, O. et al. 1971: Geological structure of the basement of the Covered Southern Part of the Inner West Carpathians. *Západné Karpaty*, 15, pp. 115–173.
- Gorek, G. 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 10, 1, s. 49–76.
- Grecula, P. 1973: Domovská oblasť germanika a jeho metalogenéza. *Mineralia slov.*, 5, s. 221–245.
- Grecula, P. — Együd, K. 1977: Pozícia zemplinského ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia slov.*, 9, s. 449–462.
- Grecula, P. — Roth, Z. 1978: Kinematický model Západných Karpát v souborném řezu. *Sbor. geol. věd, ř. G*, 32, s. 49–73.
- Ilavský, J. et al. 1979: Metalogenèse de l'Europe alpine centrale et du Sud-Est. *Bratislava, Institut géol. D. Stúr*.

- Kamenický, J. 1967: Predmezozoické komplexy. In: M. Maheľ et al.: *Regionální geologie CSSR. Díl 2. Zv. 1. Praha, Academia*.
- Kamenický, J. 1968: Some problems of the West Carpathian Crystalline complex, *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 19, s. 7—20.
- Kamenický, J. 1976: Die Entwicklung der varistischen Tektonik in der Westkarpaten. *Nova Acta leopold. (Halle)*, 45, 224. S. 135—146.
- Kamenický, L. 1973: Lithologische Studien und strukturelle Rekonstruktion des Kristallinikums der Zentralen Westkarpaten. *Geol. zborn. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, 2, S. 275—281.
- Kamenický, L. 1973: Relation of the crystalline of the central West Carpathians to the adjacent areas, *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, 2, pp. 303—313.
- Kamenický, L. — Král, J. 1979: Poznámky k problematike vývoja a stavby kryštalinika v širšom priestore bradlového pásma Západných Karpát. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, s. 59—63.
- Kantor, J. 1960: Kriedové orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 19.
- Klinec, A. et al. 1975: Staropaleozoický vek hrónského komplexu veporid. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 63, s. 95—104.
- Kováč, A. et al. 1969: Erläuterungen zur Karte der Metamorphite von Ungarn. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 13, S. 413—417.
- Krätner, H. G. — Savu, H. 1978: Precambrian of Romania. Brno, *Inst. of Geol. of the Czech. Acad. of Sciences*.
- Krist, E. 1977: Leptite rocks in the crystalline complex of the Central West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 32.
- Leško, B. — Varga, J. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 97—130.
- Maheľ, M. 1974: The Inner West Carpathians. In: *Tectonics of the Carpathian Balcan Regions (Eds. M. Maheľ)*. Bratislava, *Geol. Institut D. Stür*.
- Maheľ, M. 1977: Development model of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 28, 2, pp. 203—218.
- Maheľ, M. 1981: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Mineralia slov.*, 13, s. 280—306.
- Máška, M. — Zoubek, V. 1960: The principal division of the West Carpathians and their preneoidic basement. In: *Tectonic Development of Czechoslovakia. Praha, Ústř. úst. geol.*
- Máška, M. — Zoubek, V. 1961: Tektonický vývoj západokarpatské soustavy. In: *Tektonický vývoj Československa. ČSAV, Praha, VČSAV*. 232 p.
- Marschalko, R. et al. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen. *Západné Karpaty, sér. geol.*, 1, S. 7—124.
- Weiss, J. 1977: Fundament moravského bloku ve stavbě evropské platformy. *Folia přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně v Brně, Geol.*, 13.
- Zoubek, V. 1936: Poznámky o kryštaliniku Západných Karpát. *Věst. Stát. geol. úst.*, 12, s. 207—227.
- Zoubek, V. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape CSSR 1:200 000. *Ľst Banská Bystrica, Bratislava*.
- Zoubek, V. 1977: Remarks to the problem of subdivision on the Precambrian, Correlation of the Precambrian. *Moscow, Nauka*.

Nové údaje o stratigrafii triasových vápencov západnej časti silického príkrovu a ich odraz v tektonickej stavbe

LUDOVÍT GAÁL*, JÁN MELLO**

* Geologický prieskum, geologická oblasť, 048 01 Rožňava

** Geologický ústav D. Stúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(4 obr. v texte, 7 tabúl)

Doručené 13. 1. 1983

Новые сведения о стратиграфии триасовых известняков западной части силицкого покрова и его тектоническое строение

В западной части силицкого покрова (южная часть Западных Карпат Словакии), было редифинированных семь синклиналь, стратиграфический состав которых, т. е. триасовый возраст известняков, был установлен или уточнен на основании конодонтов. В лицинской синклинали впервые дана характеристика надашским, галлстаттским и фурманским известнякам с остатками юры. На основании литологического состава ладина и карна в западной части силицкого покрова были вычленены два фациальных участка. Фациальный участок „Словацкой скалы“, который отличается от южного плешивецкого участка осадками впадины в ладине и карне.

New data to the stratigraphy of Triassic limestones in the western part of the Silica nappe and their consequence for tectonic subdivision

Seven synclines built by Triassic carbonates have been redefined from the western part of the Silica nappe (southern part of the West Carpathians, Slovakia) and their stratigraphic content has been modified or newly defined using conodonts. For the first time, Nádaska, Hallstatt and Furmanec limestone with Jurassic carbonate fissure fillings are described from the Licince syncline. On the base of Ladinian and Carnian lithology, two facial areas are delimited in the western part of the Silica nappe. The more northern facial area of the Slovenská skala differs from the southern Plešivec one by basin sediments of Ladinian to Carnian age.

Západná časť silického príkrovu, oblasť na Z od štítnického zlomu, sa vyznačuje viacerými špecifickými vlastnosťami, ktorými sa odlišuje od územia Slovenského krasu. Osobitosti sa prejavujú v tektonickej stavbe, ako aj v stratigrafickej náplni sekvencií čiastkových štruktúr. Dôkladné poznanie osobitostí, ale najmä stratigrafické datovanie vo veľkej miere pomáhajú riešiť niektoré základné otázky dotýkajúce sa palinspastického rozmiestnenia silického príkrovu a jeho vzťahu k podložným jednotkám. Preto sme v rokoch 1980—1982 podrobnejšie preskúmali niekoľko vybraných lokalít tejto oblasti (Tri peniažky — Slovenská skala, kóta 513 Stráň pri Jelšavskej Teplici, okolie Liciniec, Bretky a Hrkáča). Išlo hlavne o reambulačné mapovanie a stratigrafický výskum v rámci geologickej mapy 1 : 50 000 regiónu Rimavská kotlina a Železnícke predhorie, ktorú pripravuje Geologický ústav D. Štúra v Bratislave. Pri stratigrafickom výskume sme sa opierali hlavne o konodontovú mikrofaunu, v prípade menej rekryštalizovaného vápenca aj o mikrofaciálne pozorovania. Konodontová mikrofauna, ktorú určil L. Gaál, sa získala rozpustením vápenca v 10—13 %-nej kyseline octovej.

Prehľad doterajších výskumov

Väčšina doterajších prác bola zameraná na geologické mapovania a pozorovania v rámci výskumov Slovenského krasu (Böckh, 1905; Illés, 1906; Šuf, 1935; Balogh, 1950; Homola, 1951; Čekalová, 1954; Maheľ, 1954a, b; Bystrický, 1954, 1957, 1958, 1959, 1964; Began, 1963; Varga, 1971). Rozpoznali základný charakter stratigrafie a tektoniky oblasti a niekoľko lokalít stratigraficky cenných skamenelín. Podrobnejšie sa skúmali, často technickými prácami, výskyty hematiťových a evaporitových ložísk spodného triasu (Bystrický — Fusán — Kantor, 1952; Pecho, 1957; Bystrický — Fusán, 1961; Bystrický — Oravcová, 1952). Pri Meliate sa zistil strednotriasový a vrchnotriasový vek v meliatskej skupine a na základe toho bol de-

finovaný silický príkrov (Kozur — Mock, 1973).

Územie zmapoval Geol. ústav D. Štúra do topografických podkladov 1 : 25 000 (Mello in Gregor et al., 1976; Mello in Elečko et al., 1975; Mello et al., 1969, 1976; Gaál — Mello in Vass et al., 1978; Gaál et al., 1980).

Novšie výskumy boli zamerané najmä na datovanie litostratigrafických jednotiek mikropaleontologickými metódami, opisali sa nové druhy konodontov z hallstattského vápenca pri Bohúňove a Budikovanoch (Kozur — Mock, 1974), zistil sa vek radiolaritov pri Bohúňove (Dumitrica — Mello, 1982) a strednotriasového a vrchnotriasového vápenca v okolí Hrušova a Slizkého (Gaál, 1982).

Charakteristika a stratigrafická náplň synklinál

Základnou črtou západnej časti silického príkrovu je prítomnosť približne paralelných vrásových štruktúr so smerom osi VSV—ZJZ, čiastočne aj V—Z. Jadrá a miestami aj ramená synklinál sú spravidla z karbonátových hornín stredného a vrchného triasu. Na ne sme sa pri biostratigrafickom výskume zamerali predovšetkým, a preto ich opisujeme podrobnejšie. Od S na J rozlišujeme týchto 7 synklinál: synklinála Troch peniažkov, sánska, rybnícka, španopoľská, licinská a synklinála Bretky a Stránskej.

Synklinála Troch peniažkov

Jej stratigrafické a tektonické pomery najpodrobnejšie opísal J. Bystrický (1954) a používal pre ňu názov synklinála Tri peniažky — Slovenská skala.

Predstavuje úzku na J uklonenú synklinálnu šupinu v okolí kóty 564 (Tri peniažky), 622 (Slovenská skala) a 553 (Strieborná) pri Jelšave so smerom osi V—Z. Smerom na V pravdepodobne pokračuje až po dolinu Štítnika, kde ju utína štítnický zlom, resp. ju zakrýva vyššia čiastková jednotka silického príkrovu (Plešivská planina). Od S ju od sediment-

tov meliatskej skupiny ohraničuje násuvná línia, a preto má redukované severné rameno, hlavne v oblasti Slovenskej skaly (Bystrický, 1954).

Ramená synklinály sú prevažne z gutensteinského dolomitu, jadrové časti zo steinalmského a reiflinského vápenca. V oblasti Slovenskej skaly, v malej miere aj pri kóte 564 (Tri peniažky) a 537 (Skalka), v súbore reiflinského vápenca vystupujú polohy sivej a tmavosivej fioletovej bridlice v rozličnej mocnosti. Na južnom svahu kóty 553 (Strieborné) nad reiflinským vápencom vystupuje svetlý kryštalický vápenec, ktorého pozícia nie je jednoznačne vyriešená.

Slabá metamorfóza, ktorá postihla celú oblasť synklinály, úplne zotrela znaky pôvodných mikrofácií vápenca. Nedostatok mikroorganizmov značne sťažuje ich stratigrafické začlenenie. Z tmavosivého doskovitého rohovcovitého (reiflinského) vápenca sa získali konodonty, ale výskyty sú sporadické, formy zdeformované a polámané. Zo 7 vzoriek z oblasti kóty 537 (Skalka) obsahovali určité konodonty iba dve. Zo vzorky JE-152/A sa z výrazne doskovitého vápenca vyextrahovali úlomky konodontov *Gondolella* cf. *polygnathiformis* Budurov et Stefanov, *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede) a *Gondolella* sp. Vzorka RK-3/A z vrcholu Skalky obsahuje *Gondolella* cf. *polygnathiformis* Budurov et Stefanov, *G. tadpole* Hayashi a niekoľko neidentifikovateľných úlomkov ozúbkovaných a platničkovitých konodontov. Podľa týchto foriem, ale aj charakteru úlomkov ide najpravdepodobnejšie o karnický vek vzoriek. Korešponduje to aj s konodontovými výskumami R. Mocka z oblasti Slovenskej skaly (Mock in Mello et al., 1983). Treba zdôrazniť, že všetky vzorky pochádzajú z vyšších častí súboru reiflinského vápenca, vzorky z bázy súboru (odobraté z odkryvov pri št. ceste v Žobráckej doline na

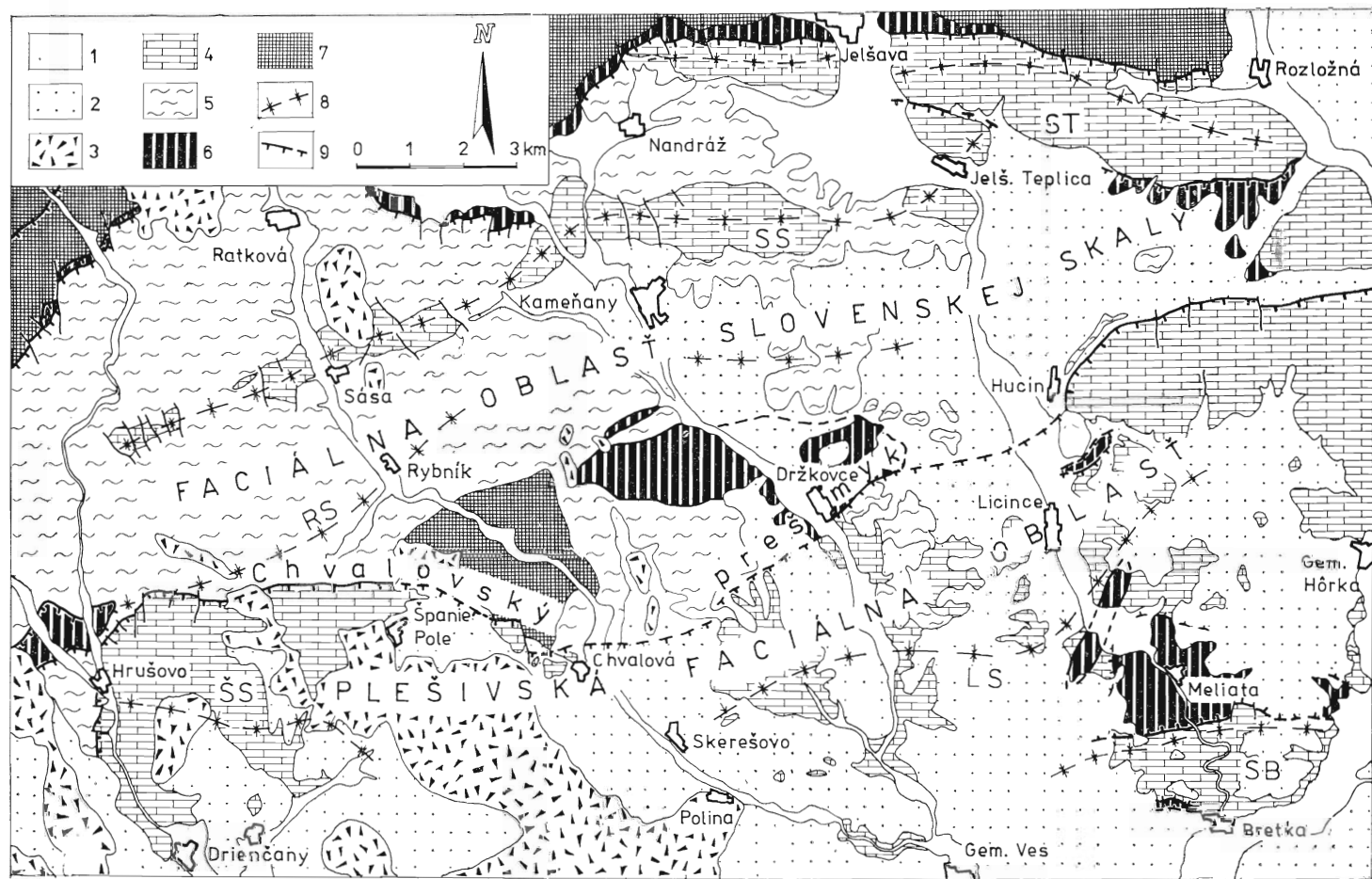
V od Jelšavy) boli doteraz negatívne.

Napriek nedostatku stratigrafických údajov zo spodnej časti súboru reiflinského vápenca predpokladáme, že sa tento súbor (s tmavými bridlicami) začína už od ladinu. príp. aj nižšie. Podložený svetlý, miestami slaborúžovkastý vápenec, ktorý podľa superpozície, ale aj charakteru patrí do steinalmského typu, je v sedimentačnom priestore silického príkrovu známy iba z anisu, v ladine sa doteraz nepreukázal. Vrchná hranica súboru reiflinského vápenca a bridlice pravdepodobne nepresiahne vrchný karn.

Sásanská synklinála

Názov „sáska synklinála“ prvýkrát použil M. Maheľ (1954a) na časť synklinály južne od Rákoša po Lipovec. J. Bystrický (1954) podrobnejšie opísal stratigrafické a tektonické pomery západnej časti synklinály a nazval ju „synklinála Bukviny“.

Je to 18 km dlhá úzka synklinála s hlbšie prebiehajúcou osou v pásme Lipovec—Sása — k. 496 (Za Osek) — k. 291 (Hrabina) — k. 466 (Muton) — Jelšavská Teplica — k. 513 (Stráň). Smer osi je VSV—ZZJ. Pre zvlnenie osi a odlišnú reakciu rigidných karbonátových a plastických bridličnatých hornín na tlakové napätie sú karbonáty izolované do viacerých segmentov, ktoré sú často obmedzené zlomami SZ—JV. Ramená synklinály sú prevažne zo slienitej bridlice spodného triasu („kampilské vrstvy“), príp. gutensteinských vrstiev, jadrá z gutensteinského a steinalmského vápenca. V západnej časti je synklinála uložená veľmi strmou (70—85°). Tieto časti najviac postihla metamorfóza. V jadre synklinály uzavreté zbytky steinalmského vápenca severozápadne od Lipovca je napr. rekryštalizovaný až na mramor. Menší stupeň rekryštalizácie má steinalmský vápenec v jadre



synklinály severne od Kamenian a Sásy. Vzorka z vrcholu kopca Hradište (k. 388) pri Sásy je rekryštalizovaná, ale jej mikroštruktúra je pomerne nehomogénna, s častými hľuzami, šmuhami a akumuláciami, ktoré sú fantómami rekryštalizovaných mikroorganizmov a iných mikrokomponentov. Pri hradskej do Kamenian obsahujú aj fysoporely (pisomná informácia Bystrického). Vzorky z podložného tmavosivého doskovitého zreteľne rekryštalizovaného vápenca pri Sásy boli na konodontovú mikrofaunu negatívne, čo podopiera ich prislusnosť do gutensteinského vápenca.

V úseku od Lipovca po Jelšavskú Teplicu reprezentuje najvyšší člen synklinály steinaľmský vápenec. Pri Jalšavskej Teplici synklinála prechádza aj do oblasti kóty 513 Stráň (zistil už Bystrický, 1954, s. 134), kde sa jej severovýchodné pokračovanie končí na dislokácii, ktorá ju oddeľuje od synklinály Troch peniažkov. Na južnom svahu kóty Stráň na malej ploche (nad vodojemom) na povrch vystupujú aj vyššie členy sásanskej synklinály. Je to tmavosivá zvetraná ílovitá bridlica (malý odkryv v záreze poľnej cesty 100 m na Z od vodojemu), hnedosivý vápenec, sivý až tmavosivý, miestami rohovecivý vápenec a ružovofľakový, miestami hľuznatý a pseudobrekciovitý doskovitý vápenec s hnedým a ružovým rohovecom. Z profilu

sa získala nasledujúca konodontová mikrofauna: (tab. II a III, od podložia po nadložie): RK-7 (hnedosivý vápenec): *Gladigondolella malayensis malayensis* Nogami, *Gondolella foliata* (Budurov), *Gondolella* sp.

RK-6/D (sivý rohovecivý vápenec): *Gondolella tadpole* Hayashi, *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, *Gladigondolella tethydis* (Huckriede)

RK-6/C (sivý vápenec bez rohoveciv): *Gondolella tadpole* Hayashi, *Gondolella* sp. RK-6 (tmavosivý rohovecivý vápenec): *Gondolella tadpole* Hayashi, *Gondolella foliata* (Budurov)

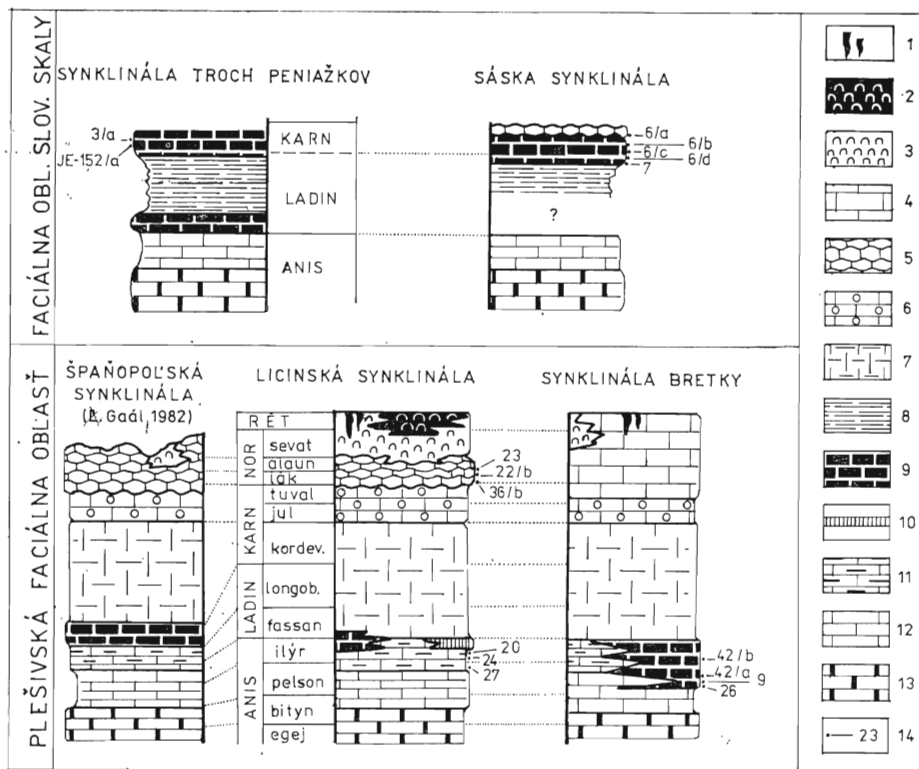
RK-6/A (ružový hľuznatý doskovitý vápenec s rohovecom): *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, *Gondolella noah* (Hayashi).

Vo vzorkách sa vyskytujú aj ozúbkované konodonty, hlavne *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *suevica* (Tatge), *H. (Metaproniodus) spengleri* Huckriede, *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede), *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *Neohindeodella* sp. a i.

Stratigrafické rozpätie konodontových asociácií týchto vzoriek je longobard — juľ, vzorky RK-6/A až tuval. Medzi prvou a poslednou vzorkou sú isté rozdiely. Druh *Gladigondolella malayensis malayensis*, prítomný vo vzorke RK-7, typický pre longobard — kordevol, v ostatných vzor-

Obr. 1. Tektonický náčrt západnej časti silického príkrovu. 1 — alúvium potokov, 2 — pokryvné sedimenty neogénu, 3 — vulkanoklastiká andezitov (vrchný miocén), 4 — karbonáty stredného a vrchného triasu silického príkrovu, 5 — piesčité, bridličnaté a slienité súbory spodného triasu silického príkrovu, 6 — meliatska skupina, 7 — paleozoikum — nečlenené, 8 — priebeh osí synklinál, 9 — prešmykové línie, ST — synklinála Troch peniažkov, SS — sásanská synklinála, RS — rybnícka synklinála, ŠS — španoľská synklinála, LS — licínska synklinála, SB — synklinála Bretky

Fig. 1. Tectonic sketch of the western part of the Silica nappe. 1 — alluvial beds, 2 — Neogene cover sediments, 3 — andesite volcanoclastics (Upper Miocene), 4 — carbonate, Middle to Upper Triassic of the Silica nappe, 5 — arenaceous, shaly and marly complex of Lower Triassic age in the Silica nappe, 6 — the Meliata group, 7 — Paleozoic undivided, 8 — syncline axis, 9 — overthrust, ST — Tri Peniažky syncline, SS — Sása syncline, RS — Rybník syncline, ŠS — Španie Pole syncline, LS — Licince syncline, SB — Bretka syncline



Obr. 2. Stratigrafická schéma synklinál západnej časti silického príkrovu. 1 — výplň puklín jurským vápencom, 2 — vápenec typu Bleskový prameň, 3 — furmanský vápenec, 4 — dachsteinský vápenec, 5 — hallstattský vápenec, 6 — tisovský vápenec, 7 — wettersteinský vápenec, 8 — tmavosivé bridlice, 9 — reifflinský vápenec, 10 — schreyeralmský vápenec, 11 — nádašský vápenec, 12 — steinalmský vápenec, 13 — gutensteinský vápenec, 14 — vzorky pozitívne na konodonty

Fig. 2. Stratigraphic scheme of synclines in the western part of the Silica nappe. 1 — Jurassic limestone in fissure fillings, 2 — limestone of the "Bleskový prameň" type, 3 — Furmanec limestone, 4 — Dachstein limestone, 5 — Hallstatt limestone, 6 — Tisovec limestone, 7 — Wetterstein limestone, 8 — dark-grey shale, 9 — Reiffling limestone, 10 — Schreyeralm limestone, 11 — Nádaska limestone, 12 — Steinalm limestone, 13 — Gutenstein limestone, 14 — conodont-bearing sample site

kách chýba. Ani druh *Gondolella noah*, s vysokou karinou, typický pre vyšší karn, sa okrem vzorky RK-6 neobjavuje. Preto predpokladáme, že vzorka RK-7 reprezentuje longobard, príp. kordevol, kým vzorka RK-6/A, t. j. ružový rohovecový vápenec, tuval, príp. jul. Vek tmavej bridlice v podloží sivohnedého vápenca (vzorky RK-7) je teda najpravdepodobnejšie ladinský. Zistil sa tu stratigrafický interval,

v ktorom je v sedimentačnom priestore silického príkrovu všeobecne rozšírený svetlosivý wettersteinský a tisovský vápenec. Ale v oblasti synklinály Troch peniažkov a sásanskej synklinály sa takýto vápenec nikde nepreukázal.

Rybnícka synklinála

Doteraz nebola opísaná. Je to úzka syn-

Prehľad konodontov zo západnej časti silického prikrovu. Vzorky JE-152/A
 Review of conodonts gained from carbonates in the western part of the Silica nappe

Tab. I

	Číslo vzorky																		
	JE 152a	3a	6a	6b	6c	6d	7	9	20	22	23	24	26	27a	27b	36b	42a	42b	
M. abneptis abneptis										x	x					x			
Gondolella navicula										x	x								
Metapolygnathus primitius																x			
Gondolella noah				x															
G. polygnathiformis	cf.	cf.	x				x												
Gondolella tadpole		x		x	x	x													
Gondolella foliata				x				?											
Gl. malayensis malayensis								x											
Gladigondolella lethydis							x											x	
Gondolella excelsa									x					x					
Gondolella constricta														x	aff.			x	
G. bifurcata hanbulogi																		x	
Gl. malayensis budurovi														x					
Gondolella bulgarica									x					x			x		
Neospathodus kockeli														x					
Ozarkodina tortilis									x									x	
Prioniodina venusta	x			x	x	x								x	x			x	
Hindeodella suevica			x						x		x								
Hindeodella spengleri				x															
Neohindeodella dropla									x										
N. triassica					sp									sp.	x			x	
Didymodella alternata								x											
Enantiograthus zieglei									x		x						x	x	
E. petraeviridis					sp.		x	sp.	x							x			
E. incurvus										cf.									
Chirodella dinodoides															x				

Vzorky JE-152/A a RK-3/A pochádzajú z reiflinského vápenca okolia kóty Šikalka pri Jelšave; RK-6/B, 6/C, 6/D a 7 z tmavosivého a ružovkastého vápenca pri kóte Stráň

pri Jelšavskej Teplici; RK-27/A a 27/B z nádašského vápenca Riedkej doliny pri Hucine; RK-20 a 24 z nádašského vápenca východne od Liciniec; RK-36/B a 23 z hallstattského vápenca juhovýchodne od Liciniec; RK-26 z reiflinského vápenca pri Hrkáči, RK-9 z reiflinského vápenca pri Bretke a RK-42/A a 42/B z reiflinského vápenca z kameňolomu pri Čoltove

Reifling limestone around the Skalka elevation point near Jelšava — sample Je-152/A and 3/A; Dark-grey and pinkish limestone, Stráň hill near Jelšavská Teplica village — samples 6/A, 6/B, 6/C, 6/D and 7; Nádaska limestone, Riedka dolina valley near Hucín village — samples 27/A and 27/B; Nádaska limestone easternly from Licince village — samples 20 and 24; Hallstatt limestone southeasternly from Licince village — samples 36/B, 22/B and 23; Reifling limestone near Hrkáč village (Gemerská Ves) — sample 26; Reifling limestone near Bretka village — sample 9; Reifling limestone, Čoltovo quarry — samples 42/A and 42/B

klinála v línii Hrušovo — Rybník — južne od Kamenian až po dolinu Muráň pri Hucine a tvorí ju slienito-vápencové súvrstvie spodného triasu („kampilské vrstvy“) bez stratigraficky vyšších karbonátov. V západnej časti ju čiastočne zakrýva nasunutá karbonátová kryha španoľskej synklinály. Západne od Rybníka sa synklinála tektonicky rozčleňuje do približne paralelných vrás, ktorých ramená sú obmedzené vrásovými prešmykmi. Lemuje ju pieskovcovo-bridlicové súvrstvie spodného triasu, ktoré tu tvorí antiklinály.

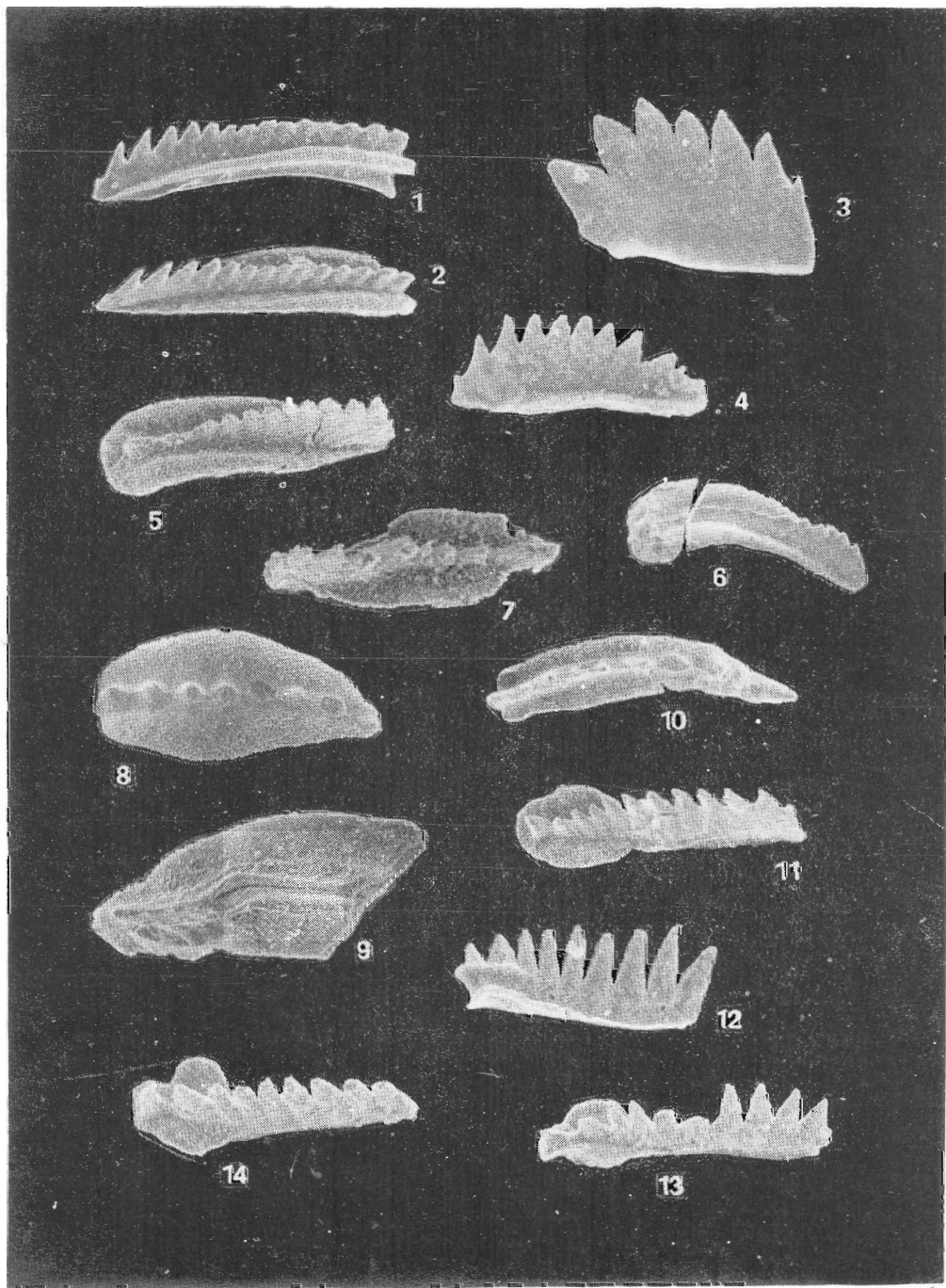
Španoľská synklinála

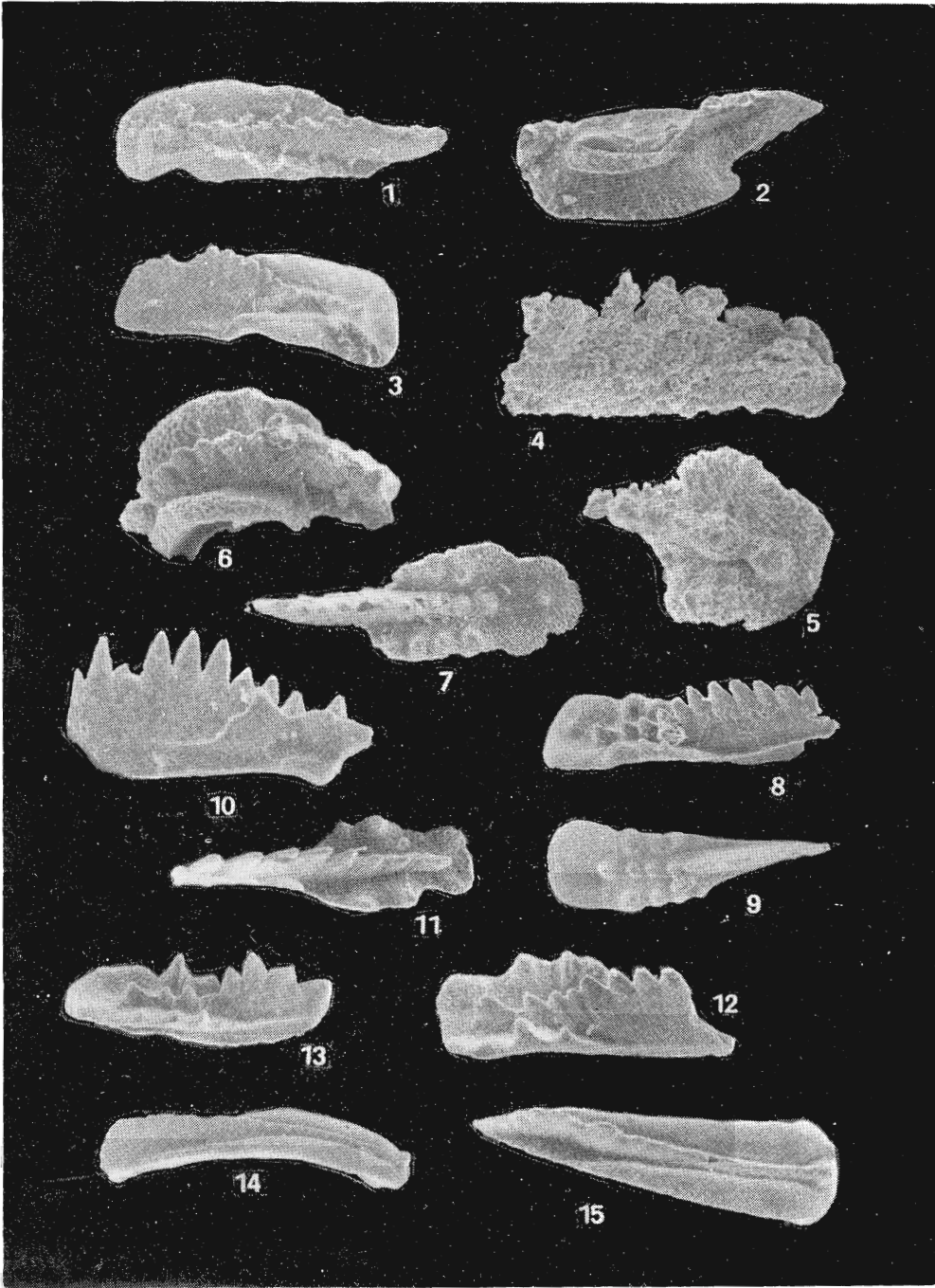
Názov prvýkrát použil M. Maheľ (1954b) na označenie mezozoických karbonátov pri Špaňom Poli. Stratigrafiu a tektoniku synklinály spracoval L. Gaál (1982).

Španoľská synklinála vystupuje vo forme samostatnej karbonátovej kryhy

medzi Drienčanmi, Hrušovom a Chvalovou (kryha Drienčanského krasu, Gaál, 1982). Má charakter neúpnej plytkej brachysynklinály so smerom osi V—Z. Os sa smerom na V a JV ponára a jej ďalší priebeh zakrývajú terciérne útvary. Počas mladoalpínskych pohybov nenastalo stlačenie a výrazné vrásové deformácie španoľskej synklinály, ale bola vo forme bloku nasunutá na zvrásnený súbor spodného triasu. Okrem čelných častí sa tak celá oblasť zachovala pred metamorfózou. V severozápadnej časti ramien synklinály je rozšírený gutensteinský, steinalmský, nádašský a na viacerých miestach ramien reiflinský vápenec (vek ladin). Prevažnú časť územia tvorí wettersteinský a tisovský vápenec, v jadre synklinály aj hallstattský, ojedinele furmanský vápenec (Gaál, 1982). Nie je vylúčené, že pôvodne bola španoľská synklinála súčasťou licinskej synklinály a v súčasnosti je jej

Tab. II. 1. *Gondolella constricta* Mosher et Clark, pohľad zboku. Nádašský vápenec, Riedka dolina pri Hucine (RK-27/A), zv. 70×; 2. dtto, pohľad zhora; 3. *Gondolella excelsa* (Mosher) juv. ex. Nádašský vápenec, lokalita ako predchádzajúca, zv. 90×; 4. *Gondolella excelsa* (Mosher). Nádašský vápenec, lokalita ako predchádzajúca, zv. 100×; 5. *Gondolella excelsa* (Mosher), Il'yr — ladin, nádašský vápenec, Licince (RK-20), zv. 50×; 6. *Gondolella foliata* (Budurov). Longobard, hnedosivý vápenec, Jelšavská Teplica (RK-7), zv. 30×; 7. *Gondolella* sp. Lokalita ako predchádzajúca, zv. 100×; 8. *Gladigondolella malayensis malayensis* Nogami. Longobard, hnedosivý vápenec, lok. ako predchádzajúca, zv. 50×; 9. *Gladigondolella malayensis malayensis* Nogami, pohľad od spodu. Lokalita ako predchádzajúca, zv. 50×; 10. *Gladigondolella tethydis* (Huckriede). Karn (Koredevol?), reiflinský vápenec, Jelšavská Teplica (RK-6/D), zv. 35×; 11. *Gondolella tadpole* Hayashi. Lok. ako predchádzajúca (RK-6/C), zv. 50×; 12. *Gondolella tadpole* Hayashi. Lok. ako predchádzajúca, zv. 60×; 13. *Gondolella tadpole* Hayashi. Lok. ako predchádzajúca (RK-6/B), zv. 60×





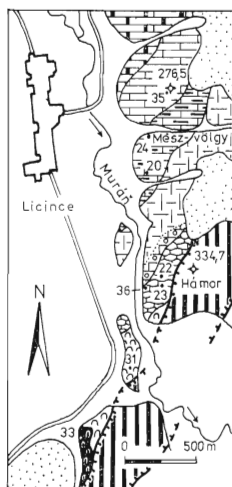
odtrhnutou a na S vysunutou západnou časťou.

Licinská synklinála

Názov prvýkrát použil J. Bystrický (1964, s. 17). Synklinála je tektonicky komplikovaná so smerom osi SV—JZ v pásme Skerešovo — Strelnice — Licince. Východne od Liciniec na povrch vystupuje jej najúplnejší vrstvový sled (obr. 3), ale ďalej ju čiastočne zakrývajú mladšie sedimenty. Smerom na SV pravdepodobne nadväzuje na čiastkovú synklinálu Skalného vrchu (v zmysle Bystrického, 1964, s. 17), ktorá sa tiahne na V od Hucína. Strednú časť licinskej synklinály východne od Strelníc komplikujú zavrásnené bridlice spodného triasu, pravdepodobne aj meliatskej skupiny. Šupiny meliatskej skupiny narušajú priebeh synklinály aj medzi Licincami a Meliatou. Smerom na Z sa jej os vynára, čo signalizujú výstupy mierne uloženého gutensteinského vápenca na SV od Skerešova.

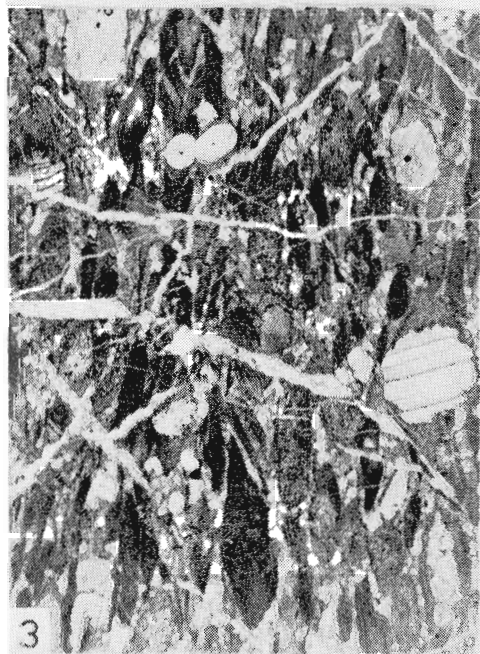
Zo stratigrafického hľadiska majú najväčší význam vápencové výstupy na JV od Liciniec, kde vystupujú litostratigrafické jednotky až do najvyššieho triasu. Tieto výstupy doteraz neboli podrobnejšie opísané a rozčlenené. Predpokladáme, že

celý sled je tektonicky zredukovaný. Z JV vrstvový sled v okolí kóty 335 Hámor obmedzujú pestré silicity a tmavé bridlice šupiny meliatskej skupiny, ktorá pokračuje aj smerom na JZ. Vápen-



Obr. 3. Geologická mapa juhovýchodne od Liciniec. Vysvetlivky ako pri obr. 2, zvislá hrubá šrafúra: nerozčlenené súbory meliatskej skupiny, bodkovaná šrafúra: pokryvné sedimenty neogénu. Číslami sú vyznačené odobraté vzorky označené značkou „RK“. Fig. 3. Geological map of the area north-eastern from Licince. Explanations as in fig. 2, moreover: thick hachure — the Meliata group, undivided, fine dots — Neogene cover sediments. Numbers refer to sample sites

Tab. III. 1. — *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov. Karn, ružovkastý hľuznatý vápenec, Jelšavská Teplica (RK-6/A), zv. 50×; 2. dtto, pohľad zospodu, zv. 60×; 3. dtto, pohľad zhora, zv. 30×; 4. *Gondolella tadpole* Hayashi. Karn, reiflinský vápenec, Skalka pri Jelšave (RK-3/A), zv. 90×; 5. *Gondolella tadpole* Hayashi, úlomok. Lokalita ako predchádzajúca, zv. 110×; 6. *Gondolella cf. polygnathiformis* Budurov et Stefanov. Karn, reiflinský vápenec, Skalka pri Jelšave (JE-152/A), zv. 90×; 7. *Metapolygnathus primitius* (Mosher). Vrchný tuval — spodný norik, hallstattský vápenec, Licince (Hámor), (RK-36/B), zv. 50×; 8. *Metapolygnathus primitius* (Mosher), lok. ako predchádzajúca, zv. 50×; 9. *Metapolygnathus primitius* (Mosher), lok. ako predchádzajúca, zv. 50×; 10. *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), lok. ako predchádzajúca, zv. 80×; 11. *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), Norik, hallstattský vápenec, Licince (Hámor), (RK-22/B), zv. 80×; 12. *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), lok. ako predchádzajúca, (RK-23), zv. 70×; 13. *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), lok. ako predchádzajúca, (RK-22/B), zv. 60×; 14. *Gondolella navicula* Huckriede. Lokalita ako predchádzajúca (RK-23), zv. 30×; 15. *Gondolella navicula* Huckriede. Lokalita ako predchádzajúca (RK-23), zv. 30×



ce celého sledu sú mierne rekryštalizované, ležia v smere SV—JZ a majú sklon na JV.

Gutensteinský vápenec a dolomit

Tvorí bázu karbonátového sledu v oblasti Kováčov vršok na V od Liciniec. Ich menšiu mocnosť spôsobila tektonická redukcia. Miestami sú brekciovité a tektonicky drvené.

Steinalmský vápenec

V tejto oblasti tvorí severozápadnú stranu vyvýšeniny s kótou 276,6. Je svetlosivý, miestami mierne ružovkastý a rekryštalizovaný. Mikroskopicky sú v ňom rozpoznateľné iba fantómy a kontúry pôvodnej mikroštruktúry. Išlo zrejme o biopelsparit alebo biopelmikrit (vzorka RK-35).

Nádašský vápenec

Vystupuje v stratigrafickom nadloží steinalmského vápenca v mocnosti 100 až 160 m. Je masívny, príp. nezreteľne vrstvovitý, sivý, často s červenkastým a hnedastým odtieňom. Pod mikroskopom sú pôvodné štruktúry zotreté rekryštalizáciou. Makroskopicky zodpovedá nádašskému vápencu zistenému v ostatných častiach silického príkrovu (napr. Jasov-

ská planina — Mello et al., 1979, Dolný vrch — Kovács, 1979, Hrušovo — Gaál, 1982).

Z ústia doliny Mész-völgy, východne od Liciniec, sa z neho získalo iba niekoľko úlomkov ozúbkovaných konodontov rodu *Neohindeodella* (vz. RK-24). Ale vzorka RK-20 z ústia dolinky južnejšej od predchádzajúcej z vyššej časti súboru obsahuje *Gondolella excelsa* (Mosher) (tab. II, obr. 5) a dokumentuje vek ilýr — ladin.

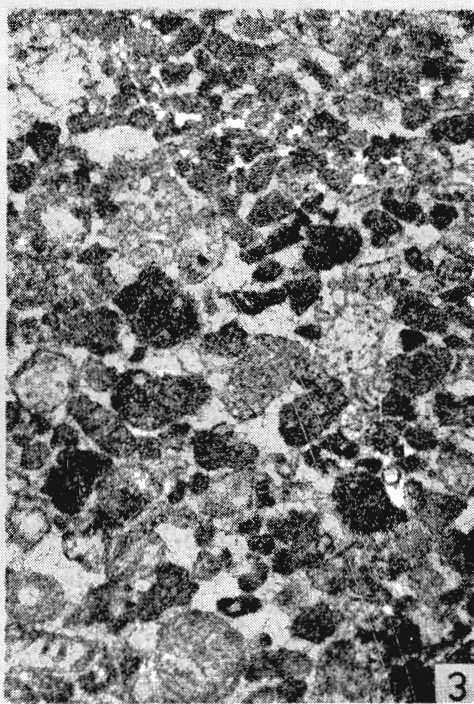
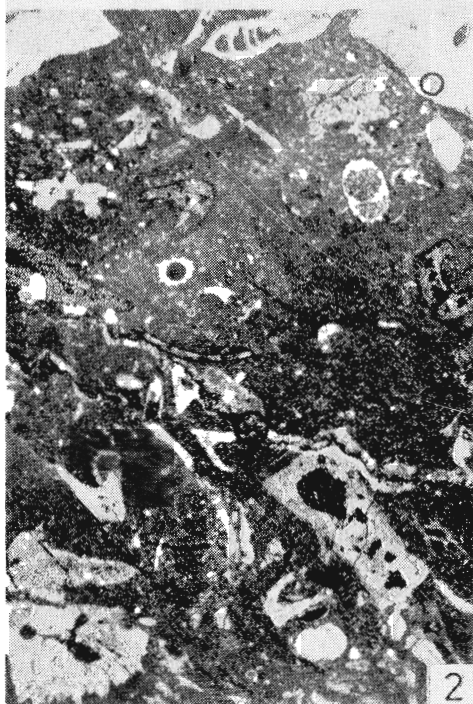
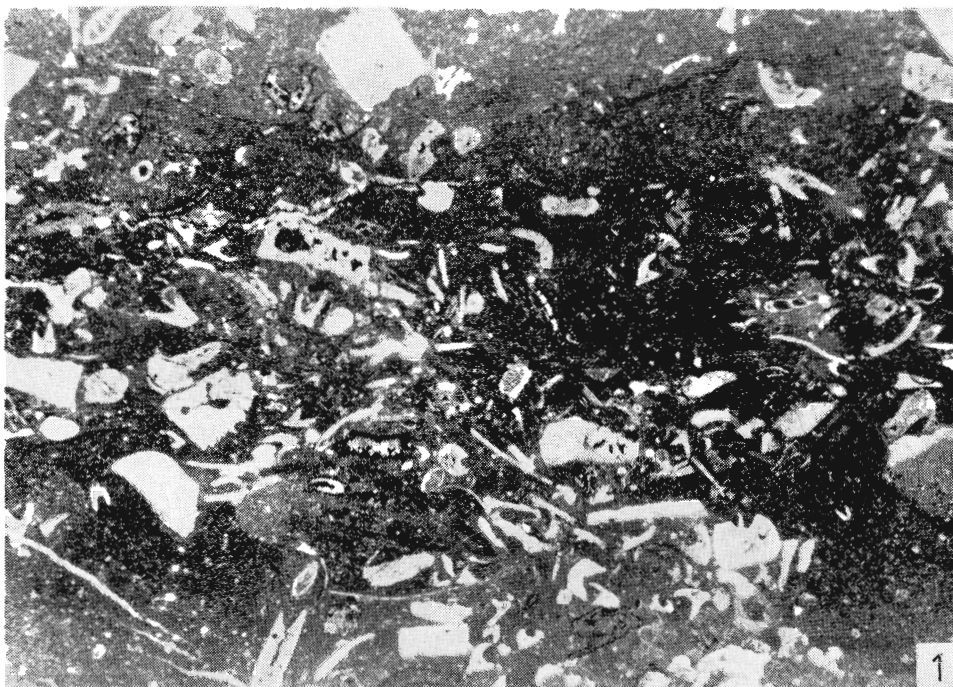
Konodontová mikrofauna sa získala aj zo spodnej časti súboru nádašského vápenca z Riedkej doliny, a to neďaleko od železničnej trate na JV od Hucína. Podľa asociácie *Gondolella constricta* Mosher et Clark (tab. II, obr. 1, 2) a *G. excelsa* (Mosher) (tab. II, obr. 3, 4) ide taktiež o ilýr — ladin. V nadloží nádašského vápenca tu vystupuje tmavosivý doskovitý rohovecový vápenec s polohou zelenosivého argilitu s vulkanickým materiálom. Reiflinský vápenec na JV od Liciniec chýba a nádašský vápenec tu pozvoľne prechádza do wettersteinského.

Wettersteinský vápenec

Je svetlosivý, masívny, lokálne so zachovanými biohermnými organizmami, ktoré selektívne vystupujú z navetraného povrchu. Pod mikroskopom sú rekryštalizované.

Tab. IV. 1. Biointrasparit s bioklastom koralu a rias. Tisovský vápenec juhovýchodne od Liciniec (RK-22/A), zväčš. cca 8×, 2. Biointrasparit, tmavosivý vápenec typu Bleskový prameň južne od Liciniec (RK-33/B), zväčš. cca 10×, 3. Krinoidový biomikrit s hľuzkami a polysynteticky lamelovanými článkami krinoidov. Textúra je usmernená. Dachsteinský vápenec severne od Bretky (RK-15/A), zväčš. cca 8×, 4. *Diplopora* n. sp. (určil J. Bystrický) v biomikrite dachsteinského vápenca severne od Bretky (RK-18), zväčš. cca 10×.

Tab. IV. 1. Biointrasparite with coral and algae bioclast, Tisovec limestone, southeasternly from Licince village (RK-22/A), magn. cca 8×, 2. Biointrasparite, dark-grey limestone of the "Bleskový prameň" type, southernly from Licince village (RK-33/B), magn. cca 10×, 3. Crinoidal biomicrocrite with fine nodules and crinoidal septa polysynthetically lamelled, preferred orientation in Dachstein limestone, northernly from Bretka village (RK-18), magn. cca 8×, 4. *Diplopora* n. sp. (identified by J. Bystrický) in biomicrocrite of Dachstein limestone northernly from Bretka village (RK-18), magn. cca 10×.



zované a s tmavšími škvrnami, fantómami. Na povrch vystupuje v šírke okolo 300 m, jeho mocnosť je pravdepodobne tektonicky značne zredukovaná.

Tisovský vápenec

Podľa pozície a charakteru mikrofácie patrí k nemu najvyššia časť súboru svetlosivého vápenca na SZ od k. 334,7 Hámor. Makroskopicky sa od podložného wettersteinského vápenca neodlišuje. Odlišnosť sa čiastočne prejavuje mikroskopicky dokonalejším vytriedením alochémov. Vzorka z podložia hallstattského vápenca (RK-22/A) predstavuje dobre vytriedený biointrasparit až biointrasparit (grainstone) s bioklastmi rias (?*Codiaceae*), gastropód, lastúrnikov, lokálne echinoderm aj koralu (tab. IV, obr. 1). Intraklasty sú menšie, mierne zaoblené a opracované.

Hallstattský vápenec

Na severozápadných svahoch vrchu Hámor (k. 334,7) prechádza svetlosivý tisovský vápenec do sivého, ružovkastého vrstvititého aj masívneho hallstattského vápenca. Pod mikroskopom sa javí ako biomikrospartit (packstone). Bioklasty sú v dôsledku rekryštalizácie ťažko identifikovateľné.

Obsahuje pomerne bohatú konodontovú mikrofaunu. Báza hallstattského vápenca na juhozápadnom úpätí vrchu Hámor na ľavom brehu riečky Muráň obsahuje *Metapolygnathus primitius* (Mosher) (tab. III, obr. 7—9) s juvenilnými formami *M. abneptis abneptis* (Huckriede) (tab.

III, obr. 10). Dokumentuje to najnižší norik — zónu *Mojsisovicsites kerri*, ale obidva druhy zasahujú aj do najvyššieho tuvalu (vrchná časť zóny *Klamathites macrolobatus* sensu Kovács — Kozur, 1980, alebo „tuvalu 3 — *Anatropites-Bereich*“ sensu Krystyn, 1980). Vo vyšších častiach súboru (vzorka RK-22/B a RK-23) zo zárezu lesnej cesty na juhozápadnom chrbte vrchu Hámor sú hojné *Gondolella navicula* Huckriede (tab. III, obr. 14, 15) a *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), (tab. III, obr. 11—13). Podľa prítomnosti týchto foriem, ako aj chýbania stratigraficky vyšších konodontov sa dá usudzovať o spodnonorickom až strednonorickom veku vzoriek. Na mieste odberu vzorky RK-23 sme našli aj zvyšky bližšie neurčiteľného amonitu.

Dachsteinský rifový (furmanský) vápenec

Najvyššie členy sledu sa zachovali na pravom brehu riečky Muráň a v jej pravej bočnej doline blízko hájovne južne od Liciniec. Vystupuje v dvoch faciálnych typoch: ako svetlosivý biohermný a ako tmavosivý a sivý organodetrický vápenec typu Bleskový prameň.

Svetlosivý masívny vápenec (furmanský typ) na pravom brehu Muráňa (pri zákru- te hradskej južne od Liciniec) je pod mikroskopom mierne rekryštalizovaný a s kontúrami pôvodných biohermných organizmov. Niektoré časti (vz. RK-31/A 1,8 km na JV od kostola v Licinciach) sa javia ako biointrasparit s bioklastmi rias a lastúrnikov. Intraklasty, husto usporiadané v sparitovej základnej hmote, sú

Tab. V. 1. Echinodermový biomikrit, hierlatzský vápenec z výplne puklín južne od Liciniec (RK-31/B). Zväčš. cca 8×, 2. dtto, zväčš. cca 15×, 3. Biointrasparit, furmanský vápenec južne od Liciniec (RK-31/A). Zväčš. cca 10×

Tab. V. 1. Echinodermal biomikrite, Hierlatz limestone in a fissure filling, southernly from Licince village (RK-31/B), magn. cca 8×, 2. The same sample, magn. cca 15×, 3. Biointrasparite, Furmanec limestone, southernly from Licince village (RK-31/A), magn. cca 10×

mierne zaoblené, opracované (tab. V, obr. 3). Uprostred škráp s touto mikrofáciou sa našli špalty vyplnené vápencom hierlatzského typu.

Vápenec typu Bleskový prameň

Ďalší faciálny typ furmanského vápenca — tmavosivý organodetritický, miestami zrnitý masívny vápenec — sa zistil pri ústí bočnej dolinky medzi oblasťou Tóberc a Tamásérdő južne od Liciniec. Mikroskopicky predstavuje biointrasparit alebo menej vytriedený biopelsparit s bioklastmi rozličných rias, lastúrnikov, gastropód, echinoderiem (tab. IV, obr. 2). Pozvoľne sa vyvíjajú zo svetlosivej fácie furmanského vápenca. Svojím charakterom aj pozíciou sa zhoduje s vápencom Bleskového prameňa pri Drnave v Slovenskom kráse. Makrofauna opísaného vápenca sa na tejto lokalite zachovala v oveľa menšej miere ako pri Bleskovom prameni. Príčinou je pravdepodobne vyššia rekryštalizácia vápenca licinskej synklinály v tejto oblasti, ktorá v značnej miere zotrela jeho makroskopickú, čiastočne aj mikroskopickú stavbu. Našli sme v ňom iba niekoľko exemplárov bližšie neurčiteľných brachiopód a koralov, ktoré nedovolia vápenec bližšie vekovo zaradiť. Na konodontovú mikrofaunu boli tri rozpustené vzorky negatívne. Nové zistenie vápenca Bleskového prameňa je druhým výskytom vápenca tohto typu v silickom príkrove.

O veku furmanského vápenca a vápenca Bleskového prameňa tejto oblasti nemáme priame údaje. Konodontmi zistené stratigrafické rozpätie podložného hallstattského vápenca je spodný norik (príp. najvyšší tuval) až stredný norik. Územie značne postihla zlomová tektonika, ale pozícia, faciálny charakter a výplň puklín jurským vápencom signalizujú, že ide o mladší vápenec ako hallstattský, t. j. ako stredný norik.

Hierlatzský vápenec

Vápenec hierlatzského typu jury sme s L. Dugovičom našli v podobe výplne puklín vo furmanskom vápenci na pravom brehu riečky Muráň. Je červený, krinoidový, miestami s prierezmi rastier belemnítov. Na rozdiel od okolitého furmanského vápenca mikroskopicky predstavuje dobre zachovaný echinodermový biomikrit s častými prierezmi kolumnálií echinoderiem, hlavne krinoidov (vzorka RK-31/B, tab. V, obr. 1, 2).

Vrstvový sled triasových karbonátov južne od Liciniec je obmedzený šupinou meliatskej skupiny v okolí vrchu Hámor, ale za ňou opäť vystupuje silický príkrov, reprezentovaný gutensteinským a steinalmským vápencom. Steinalmský vápenec severne od Meliaty obsahuje aj fýsovorely (Bystrický, 1964, s. 48).

Synklinála Bretky

Názov prvýkrát použil J. Bystrický (1964, s. 17) a pokladá ju za západné pokračovanie kečovskej jednotky. K synklinále Bretky nezaraďujeme mezozoické sedimenty pri Bohúňove, lebo sú od nej výrazne oddelené šupinou meliatskej skupiny.

Prebieha južne od licinskej synklinály a má smer osi V—Z. Na povrch v najväčšej rozlohe vychádza medzi Bretkou a Meliatou (obr. 4). V tejto oblasti (ale zrejme aj v ďalšom pokračovaní na V a Z) je jej severne rameno úplne zredukované, resp. ho utína prešmyková plocha šupiny meliatskej skupiny. Preto celá štruktúra nadobúda charakter monoklinálnej kryhy uklonenej v uhle 50—80° na S. Smerom na Z vychádza na povrch západne od Šankoviec, ale bola navŕtaná aj v podloží terciéru Rimavskej kotliny vo vrte EUP-3 pri Rašiciach (tisovský a wettersteinský vápenec v hĺbke 87,2 m). Z J v oblasti Bretky synklinála ohrani-

čuje ďalšia šupina meliatskej skupiny (na povrch vychádza na SZ od Bretky vo forme tmavých bridlíc a pestrých silicítov) a v podloží terciéru pieskovo-bridličnatým súvrstvom spodného triasu. Pri Bretke vystupuje na povrch aj teleso serpentinitu (Kantor, 1956).

Gutensteinský vápenec a dolomit

Karbonátový vrstvový sled sa začína gutensteinským vápencom a dolomitom, ktoré sa zachovali iba na nepatrných plochách pri Bretke.

Steinalmský vápenec

Tiahne sa na S a V od Bretky v smere V—Z v pásme širokom 150—200 m. V malom kameňolome na S od Bretky na pravom brehu Muráňa nesie zreteľné stopy metamorfózy s výrazne páskovanou textúrou (tab. VI, obr. 1, 2). Časté sú pružky sivej, ružovkastej a červenej farby. Podľa toho usudzujeme, že pôvodne mohlo ísť o faciú blízku nádašskému vápenču. Steinalmský vápenec pri Bretke na pravom brehu Slanej v podloží reiflinského vápenca obsahuje aj fysoporely (Bystrický in Bystrický — Oravcová, 1962).

Nadložie steinalmského (nádašského?) vápenca nie je jednotné. Na S a SZ od Bretky ho tvorí wettersteinský vápenec, kým na SV (v južných úpätiach kóty 296 Kerek domb) reiflinský vápenec.

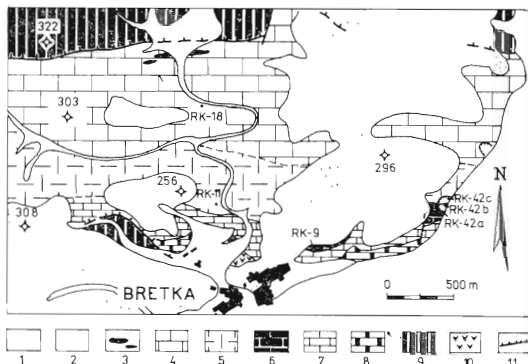
Reiflinský vápenec

V oblasti synklinály Bretky je rozšírený na SV od Bretky a na SZ od Hrkáča. Je tmavosivý, doskovitý, miestami s tmavým ohovcom.

Konodontovú mikrofaunu reiflinského vápenca sme skúmali z troch miest. Od Hrkáča sú tri vzorky, ale pozitívna bola

iba jedna. Pochádza od otvoru jaskyne Kőlyuk na pravom brehu Západného Turca, 1,8 km na Z od Šankoviec (vz. RK-26). Jej mikrofáciou je biomikrit s mierne usmernenou textúrou. Obsahuje *Gladigondolella malayensis budurovi* Kovács et Kozur, *Gondolella bulgarica* (Budurov et Stefanov) a *Neospathodus kockeli* Tatge. Asociácia dokumentuje pelsőnsky vek.

Vzorka RK-9 (pri poľnej ceste na SV od Bretky) obsahuje nasledujúcu faunu:



Obr. 4. Geologická mapa mezozoika silického príkrovu pri Bretke (podľa J. Bystrického, upravená autormi). 1 — aluviálne uloženiny povrchových tokov, 2 — neogénne pokrývne útvary, 3 — výplň puklín jurským vápencom, 4 — dachsteinský, vo východnej časti aj furmanský vápenec (norik — ?rét), 5 — wettersteinský vápenec (ladin — ?kordevol), 6 — reiflinský vápenec (pelson — ilýr), 7 — steinalmský vápenec (bityn — ?pelson), 8 — gutensteinský vápenec a dolomit (egej — ?bityn), 9 — meliatska skupina — nečlenená, 10 — ultrabázické horniny, 11 — násuvná plocha.

Fig. 4. Geological map of the area near Bretka (according to J. Bystrický, modified by the authors). 1 — alluvial beds, 2 — Neogene cover sediments, 3 — Jurassic limestone in fissure fillings, 4 — Dachstein and, in the eastern part, Furmanec limestone, Norian to Rhetian?, 5 — Wetterstein limestone, Ladinian to Cordevolian?, 6 — Reifling limestone, Pelsonian to Illyrian, 7 — Steinalm limestone, Bitynian to ?Pelsonian, 8 — Gutenstein limestone, Egeian to ?Bitynian, 9 — the Meliata group, undivided, 10 — ultrabasite rock, 11 — thrust plane.

1983.7



Gondolella bulgarica (Budurov et Stefanov), *Ozarkodina tortilis* Tatge, *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *E. ziegléri* (Diebel), *Neohindeodella dropla* (Spasov et Ganev), *N. (Metaproniodus) suevica* (Tatge), rybie šupiny, rybie zuby a ostrakódy. Asociácia poukazuje na pelsónsky vek a podľa druhu *Gondolella bulgarica* nepresahuje jeho vrchnú hranicu. Mikrofáciou vzorky je mierne rekryštalizovaný biomikrit až mikrosparit, miestami silne zatláčaný útržkami, šmuhami SiO_2 , príp. kremeň tvorí drobné zrníčka v mikritovej základnej hmote.

Najucelenejší odkryv v reiflinskom vápenci synklinály Bretky je v najjužnejšom kameňolome západne od Čoltova. Je tu odkrytý styk reiflinského vápenca s wettersteinským biohermným vápencom. Reiflinský vápenec je tu výrazne doskovitý, tmavosivý, v spodnej časti medzi doskami s vrstvičkami tmavosivých bridlíc aj hľuznatý. Vyššie, v styku s wettersteinským vápencom, jeho farba postupne prechádza do sivej, nemá hľuznatosť a bridlice. Pod mikroskopom je rekryštalizovaný, iba miestami sa zachovali znaky pôvodnej štruktúry. Išlo zrejme o biomikrit.

Vzorka z ľavej (južnej) strany lomu (RK-42/A tmavosivý hľuznatý vápenec) poskytla nasledujúcu faunu: *Gondolella bulgarica* (Budurov et Stefanov) (tab. VII, obr. 5, 6), *Enantiognathus ziegléri* (Diebel) a viac úlomkov neidentifikovaných ozúbkovaných konodontov, rybie šupiny a rybie zuby. V zmysle doterajších poznatkov konodonty dokumentujú pelsónsky vek. Vyššia časť reiflinského vápenca (RK-42/B — stred lomu) obsahuje *Gondolella bifurcata hanbulogi* (Sudar et Budurov) (tab.

VII, obr. 8, 9) *G. constricta* Mosher et Clark (tab. VII, obr. 7), *Gladigondolella tethydis* (Huckriede) a ozúbkované konodonty. Asociácia dokumentuje vrchný pelsón až ilýr, vrchná časť zóny *Balatonites balatonicus* a subzóna *Paraceratites trinodosus* (sensu Kovács — Kozur, 1980, rozšírenie *G. hanbulogi* aj podľa autorov druhu je pelsón — ilýr, Sudar — Budurov, 1979), ale chybanie druhu *Gondolella bulgarica* v asociácii poukazuje skôr na ilýrsky vek.

Zo stratigrafického rozšírenia reiflinského vápenca synklinály Bretky vychodí, že vek podložného steinalmského vápenca je v tejto oblasti bitynský, nanajvýš zasahuje do spodného pelsónu. Bitynský, príp. aj egejský vek steinalmského vápenca (s fyso-porelami a foraminiferami) silického príkrovu uvádza aj K. Balogh — S. Kovács (1981) z vrtu Szőlőszárd-1 a R. Mock (1980) z lokality Mokrý lúka pri Silickej Brezovej, ktorý taktiež zistil pelsónske konodonty v reiflinskom vápenci.

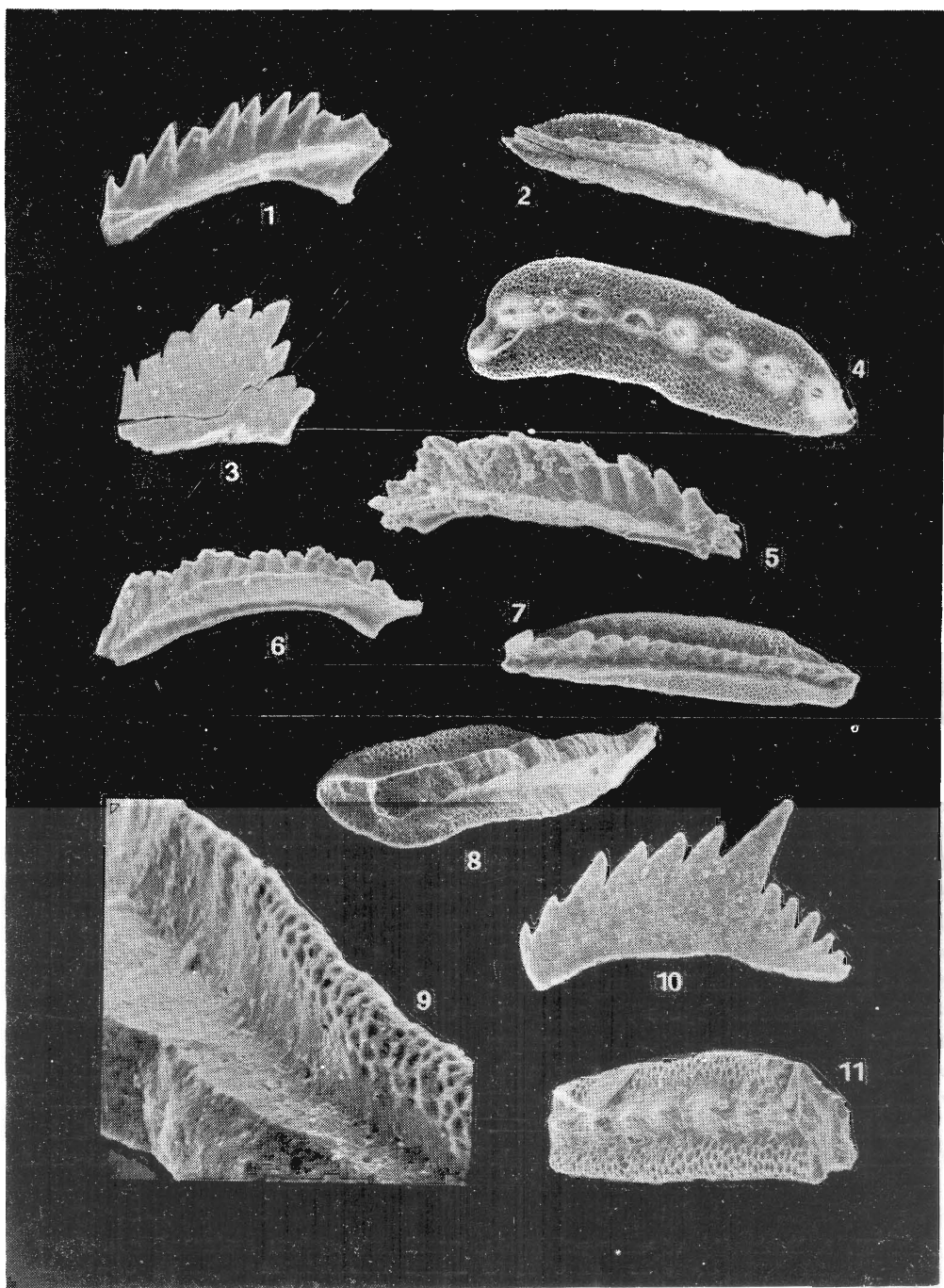
Wettersteinský vápenec

Wettersteinský vápenec v synklinále Bretky sa na základe zistenia veku reiflinského vápenca (pelsón — ilýr) začína už v najspodnejšom ladine. V odobratých vzorkách (RK-11, RK-42/C) je rekryštalizovaný, s ťažko rozoznateľnými stopami po pôvodnej mikroštruktúre. Ale južne od Tiby v ňom J. Bystrický (in Bystrický — Oravcová, 1962) zistil *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia.

Wettersteinský, príp. aj tiso-vský vápenec tvoria strednú časť synklinály. Sú pravdepodobne rozšírené až po bočnú dolinku Muráňa smeru V—Z južne od k. 303

Tab. VI. 1. Doskovitý vápenec pri Bretke postihnutý slabou metamorfózou. Jeho pestrá farba signalizuje, že ide o faciú blízku nádasskemému vápencu, 2. Detail z predchádzajúcej lokality.

Tab. VI. 1. Platy limestone near Bretka village, slightly metamorphosed. The variegated colour points to its facies near to that of Nádaska limestone, 2. Detail of the limestone from the same locality



Kormena. Prítomnosť hallstattského vápenca v tejto oblasti aj napriek často sa objavujúcej sivej, ružovkastej a červenkastej farbe vápenca sa nám konodontmi nepodarilo potvrdiť (7 vzoriek z doliny Muráňa na V od k. 303 Kormena). Ich primárne chýbanie by indikovalo, že sa hallstattský vápenec ani v brezovskej faciálnej oblasti silického príkrovu nevytváral v súvislom sedimentačnom priestore, ale podobne ako v severoalpском modeli (Tollmann, 1963; Zankl, 1967) vznikol v „kanáloch“ medzi dachsteinskými karbonátovými plošinami.

Dachsteinský vápenec

Vrchnotriasový vek prevažne svetlosivého vápenca v severnej polovici synklinály vyplýva z superpozície, z prítomnosti špált jurského vápenca a z mikrofaciálneho charakteru. Mikroskopicky ide hlavne o biopelmikrit, miestami biopelsparit s bioklastmi krinoidov, ihlíc húb, rias, gastropód, ostrakód (tab. IV, obr. 3). Stratigraficky je cennejší nález *Dasycladaceae* zo vzorky RK-18 (hrubolavicovitý ružovkastý vápenec na pravom brehu Muráňa, 600 m od severného konca vápencového úseku doliny). Podľa vyjadrenia J. Bystrického ide o endospórovú *Diploporea* n. sp. so sporangiami v stielke (tab. IV, obr. 4). Také diplopóry podľa J. Bystrického sú známe z norika, príp. aj rétu.

Výskyty rias, mikrofaciálny obraz a miestami sa prejavujúca hrubolavicovitosť dachsteinského vápenca synklinály Bretky svedčia o jeho lagunárnom pôvode. Signalizuje to primárne chýbanie hallstattského vápenca v jeho podloží a jeho vývin z tisoenského vápenca. Ale vo východnom pokračovaní tohto pruhu je v najsevernejšom kameňolome západne od Čoltova rozšírená aj furmanská faciá, ojedinele s nálezmi koralov.

Hierlatzský a adnetský vápenec

Zistil ich J. Bystrický (1964) v severnej časti synklinály. V dachsteinskom vápenci tu prevládajúce tvorí špalty. V červenom krinoidovom a doskovitom hluznatom vápenci sa našli aj rostrá belemnitov a zvyšky amonoidných hlavonožcov (Bystrický, l. c.).

Synklinála Stránskej

Názov prvýkrát v rukopisnej správe použil D. Vass — M. Elečko (in Orvan, 1981). Predstavuje najjužnejšiu synklinálu v západnej časti silického príkrovu. Na povrch vystupuje len v drobných výstupoch karbonátov východne od Šafárikova (známe výskyty svetlého cukrovitého dolomitu, svetlosivého rekryštalizovaného, pravdepodobne wettersteinského a tmavosivého gutensteinského vápenca hlavne

Tab. VII. 1. *Gondonella bulgarica* (Budurov et Stefanov). Pelsón, reiflinský vápenec, Bretka (RK-9), zväčš. 100×; 2. *Gondolella bulgarica* (Budurov et Stefanov). Pelsón, reiflinský vápenec, Hrkáč (RK-26), zväčš. 80×; 3. *Neospathodus kockeli* Tatge. Pelsón, reiflinský vápenec, Hrkáč (RK-26), zv. 100×; 4. *Gladigondolella mayensis* Budurovi Kovács et Kozur. Pelsón, reiflinský vápenec, Hrkáč (RK-26), zv. 50×; 5. *Gondolella bulgarica* (Budurov et Stefanov). Pelsón, reiflinský vápenec, kameňolom Čoltovo (RK-42/A), zv. 60×; 6. dtto; 7. *Gondolella constricta* Mosher et Clark. Pelsón — ilýr, reiflinský vápenec, kameňolom Čoltovo (RK-42/B), zv. 60×; 8. *Gondolella bifurcata hanbulogi* (Sudar et Budurov). Pelsón — ilýr, reiflinský vápenec, kameňolom Čoltovo (RK-42/B), zv. 60×; 9. detail okraja platformy predchádzajúcej formy, zväčš. 250×; 10. *Ozarkodina tortilis* Tatge. Pelsón — ilýr, reiflinský vápenec, kameňolom Čoltovo (RK-42/B), zv. 70×; 11. *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), reiflinský vápenec, lokalita ako predchádzajúca, zv. 70×

v doline potoka Činča). Okrem týchto výstupov sa karbonáty synklinály zistili aj v podloží terciéru vo viacerých vrtoch: DV-3, v uzávere doliny Činča pri št. hranici — steinalmský vápenec a dolomit v hĺbke 117 m; VNP-1 na SV od Hubova — wettersteinský vápenec v hĺbke 141,8 m; VSH-10 pri Stránskej — wettersteinský dolomit v hĺbke 11,5 m; HM-5 pri Králiku — wettersteinský vápenec v hĺbke 155 m. Najzápadnejším zistením vápenca tejto štruktúry je vrt C-1 pri Cakove. V hĺbke 429 m zistil triasový svetlosivý vápenec (Elečko, 1981).

Poznámky k tektonike

Práce radu autorov už v minulosti zistili základné črty západnej časti silického príkrovu. Ide napr. o rozsiahle zastúpenie spodného triasu v dôsledku výzdvihu a denudácie, prítomnosť úzkych paralelných vrásových štruktúr, ale zistila sa aj odlišná vergencia štruktúr v severnej a južnej časti (napr. Homola, 1951; Bystrický, 1954, 1964).

Z výsledkov terajších biostratigrafických výskumov vychodia ďalšie závažné tektonické uzávery. Zistené podstatné rozdiely v stratigrafickej náplni niektorých synklinál v tejto oblasti indikujú existenciu viacerých čiastkových tektonických jednotiek v rámci silického príkrovu. Najväčšie rozdiely sa prejavili v regióne synklinály Troch peniažkov a sásanskej synklinály. Tie sa od ostatných synklinál, ako aj od územia Slovenského krasu odlišujú prítomnosťou tmavosivej bridlice v strednom triase (pri kóte Slovenská skala, Tri peniažky a Stráň pri Jelšavskej Teplici), väčším a vyšším stratigrafickým zastúpením reiflinského vápenca (ladin — karn) a chýbaním svetlosivého masívneho vápenca wettersteinského typu. Podľa toho možno v západnej časti silického príkrovu

rozlíšiť dve hlavné tektonofaciálne oblasti: oblasť Slovenskej skaly a plešivskú faciálnu oblasť.

Faciálna oblasť Slovenskej skaly je priestorovo rozšírená severnejšie. Jej ohraničenie je tektonické, zo S ho tvorí násunová línia silického príkrovu, z J násun plešivskej faciálnej oblasti. Zahŕňa synklinálu Troch peniažkov, sásansku a rybnícku synklinálu, ako aj okolité antiklinálne pásma s pieskovcovo-bridličnatým súvrstvom spodného triasu („seiské vrstvy“). Vyznačuje sa pomerne strmým úklonom vrstiev na J. Južný sklon je najvýraznejší v prípade synklinály Troch peniažkov. Celú oblasť postihla slabá metamorfóza prejavujúca sa v nerovnakom stupni. Najviac postihnutá je oblasť synklinály Troch peniažkov a západná časť sásanskej synklinály.

Plešivská faciálna oblasť (podľa mesta Plešivec), ktorá sa vyznačuje mohutným zastúpením wettersteinského a tísovského vápenca, prítomnosťou hallstattského vápenca a nižšou stratigrafickou úrovňou reiflinského vápenca (vrchný anis — ladin), je rozšírená v južnej časti oblasti. Zahŕňa španopoľskú a liečinskú synklinálu (s čiastkovou synklinálou Skalného vrchu východne od Hucína), synklinálu Bretky, Stránskej a prevažnú časť planín Slovenského krasu.

Tektonický styk medzi obidvoma faciálnymi oblasťami prebieha v línii Hrušovo — kóta 412 Hrad — Chvalová — Držkovce — Hucín — Nováčany. Nazývame ju chvalovským prešmykom. Prešmykovú líniu vo východnej časti zistil už J. Bystrický (1964, s. 17, „násun vápencového komplexu liečinskej synklinály a čiastkovej synklinály Skalného vrchu k severu“), v západnej časti L. Gaál (1982, násun kryhy Drienčanského krasu). Zistili sa aj tektonické kontakty v rámci faciálnych oblastí: tektonické obmedzenie synklinály Troch peniažkov (Bystrický, 1964, s. 134)

alebo synklinály Bretky (Bystrický, 1964, s. 17).

Pre západnú časť silického príkrovu je teda vcelku charakteristická prítomnosť viacerých čiastkových jednotiek, často s vrásovo-prešmykovou až imbrickovanou stavbou. Vergencia štruktúr je prevažne severná, okrem juhovýchodnej časti (synklinála Bretky), kde je zachovaný sklon vrstiev na S. Vcelku to zodpovedá tektonickému štýlu Slovenského krasu východne od štítneho zlomu, s čiastkovými tektonickými jednotkami a s menšími rozdielmi aj v stratigrafickej náplni (Bystrický, 1964, s. 16).

Zo zistených stratigrafických poznatkov vyplývajú aj niektoré relácie dotýkajúce sa palinspastického usporiadania čiastkových jednotiek. Panvový vývoj ladinu a karnu faciálnej oblasti Slovenskej skaly, t. j. prítomnosť tmavosivej bridlice a rohovecového vápenca, ukazuje príbuznosť s ladinom a karnom meliatskej, príp. rudabánskej skupiny (Mello — Mock, 1978, „rudabánsky príkrov“ — Kozur, 1979). Ak sa vychádza z myšlienky, že sedimentačný priestor silického príkrovu bol pôvodne umiestnený severne od priestoru meliatskej skupiny (Kozur — Mock, 1973, Andrusov, 1975; Mock, 1978; Kozur, 1979; Reichwalder — Mello, v tlači), faciálna oblasť Slovenskej skaly by predstavovala jeden z južných vývojov silického príkrovu, takže mohla susediť so sedimentačným bazénom meliatskej skupiny a nadväzovať naň. V takom prípade mala táto oblasť do konca anisu spoločný vývoj so silickým príkrovom, ale od ladinu ju veľmi ovplyvňovalo prostredie a podmienky sedimentačného priestoru meliatskej skupiny. Pri takej relácii by sa však muselo počítať s presunom plešivskej faciálnej oblasti cez oblasť Slovenskej skaly (čo by metamorfóza oblasti Slovenskej skaly aj podopierala). Ale ukazujú sa možnosti korelácie aj so severnejšími jednotkami, napr. s bridlič-

nato-karbonátovým vývojom mürztalskej facié, ktorá je prítomná v Stratenskej hornatine (Bystrický et al., 1982). Na spoľahlivé vyriešenie vzájomných vzťahov bude potrebný ďalší podrobný stratigrafický, litologický a tektonický výskum.

Odlíšnosti vo vergencii štruktúr predmetnej oblasti spôsobil odlišný smer pohybu v jednotlivých fázach alpínskej etapy vrásnenia. Podľa novších interpretácií (Reichwalder — Mello, v tlači) nastal gravitačný sklz silického príkrovu od S na J. Ale vzniknuté juhovergentné štruktúry sa do súčasnosti zachovali iba ojedinele (úsek Gombasek — Silica, synklinála Bretky). Podľa našej mienky to spôsobilo trvanie tlakového napätia aj po nasunutí silického príkrovu. Smer laterálnych kompresných tlakov sa zhodoval s generálnym smerom alpínskeho vrásnenia v oblasti Západných Karpát, t. j. severným, resp. severozápadným, a vyvolal pokračovania násunu gemerického bloku na veporický aj po gravitačnom sklze silického príkrovu. Tak je vysvetliteľná severovergentná štruktúra niektorých čiastkových štruktúr — segmentov silického príkrovu, ktorá sa najvýraznejšie prejavuje v blízkosti paleozoika gemerika, resp. lubeníckej línie. Smer lubeníckej línie kopirujú približne aj smery štruktúr silického príkrovu v severnej časti predmetnej oblasti.

Záver

Stratigrafický a mikropaleontologický konodontový výskum v západnej časti silického príkrovu priniesol nasledujúce nové poznatky:

— preukázanie karnického veku reiflínskeho vápenca synklinály Troch peniažkov,

— paleontologické datovanie najvyšších členov sásanskej synklinály, preukázanie karnického veku,

— nález a datovanie nádašského a hallstattského vápenca, nález furmanského vápenca, vápenca typu Bleskový prameň a hierlatzského vápenca jury v licinskej synklinále,

— preukázanie pelsónskeho veku reiflinského vápenca synklinály Bretky,

— vymedzenie dvoch faciálnych oblastí s odlišnou stratigrafickou náplňou, z ktorých faciálna oblasť Slovenskej skaly pravdepodobne predstavuje jeden z južných vývinov silického príkrovu susediacich s meliatskou skupinou.

Podakovanie:

Autori ďakujú dr. J. Bystrickému, DrSc., za pripomienky, dr. S. Kováčovi (Budapešť) a dr. R. Mockovi za revíziu niektorých konodontov.

Recenzoval J. Bystrický

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bathi des Carpathes occidentales. Report 10th Congr. Balkan. Geol. Ass., Gen. Proc., Bratislava, p. 95—108.

Balogh, K. 1950: Az északmagyarországi triász rétegtana. Föld. Közl., 7—9, Budapest, p. 231—237.

Balogh, K. — Kovács, S. 1981: A Szőlőszárd 1. sz. fúrás. M. Áll. Földt. Int. évi jelentése az 1979 évről. Budapest, p. 39—63.

Began, A. 1963: Ročná správa o geologickom výskume medzi Držkovcami, Rákošom a Rybníkom. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.

Böckh, H. 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy, des Hradek und der Umgebung dieser (Komitat Gömör). Mitt a. d. Jahrb. d. k. Ung. geol. Anst. 14, 3, Budapest.

Bystrický, J. 1954: Geologické pomery južne od Jelšavy. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 5, s. 122—136.

Bystrický, J. 1957: Stratigrafia triasu Slovenského krasu. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 46, s. 188—200.

Bystrický, J. 1958: Príspevok k pozna-

niu fauny spodného triasu Slovenského krasu. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 13, s. 11—19.

Bystrický, J. 1959: Príspevok k stratigrafii Slovenského krasu (O veku „meliatskej série“). Geol. práce Spr. (Bratislava), 15, s. 19—25.

Bystrický, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Bratislava, Ústr. úst. geol. 204 s.

Bystrický, J. — Fusán, O. — Kantor, J. 1952: Poznámky k výskytom sedimentárnych železných rúd vo verfene Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 3, s. 135—151.

Bystrický, J. — Fusán, O. 1961: O sadrovovo-anhydritových ložiskách Slovenského krasu. Geol. průzk., 3, s. 225—227.

Bystrický, J. — Oravcová, M. 1962: Záverečná správa Strelnice, Bohúňovo. Manuskript — Geofond Bratislava.

Bystrický, J. — Jendrejáková, O. — Papšová, J. 1982: Príspevok k stratigrafii triasu Stratskej hornatiny. Mineralia slov., 14, s. 289—321.

Čekalová, V. 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 1, s. 48—49.

Dumitrică, P. — Mello, J. 1982: On the Age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo). Geol. práce, Spr. (Bratislava), 77, s. 17—28.

Elečko, M. et al. 1975: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR, 1:25 000, list Šaťarikovo, Dlhá Ves. Manuskript — Geofond Bratislava.

Elečko, M. 1981: Tektonika a paleogeografia Rimavskej kotliny. Manuskript — Geofond Bratislava.

Gaál, L. et al. 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR, 1:25 000, list Ratkovská Suchá. Manuskript — Geofond Bratislava.

Gaál, L. 1982: Stratigrafia a faciálne vzťahy triasových vápencov silického príkrovu v Drienčanskom krase. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 77, s. 29—48.

Gregor, T. et al. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR, 1:25 000, list Jelšava. Manuskript — Geofond Bratislava.

Homola, V. 1951: Stratigrafie a paleogeografie Juhoslovenského krasu. Sbor. Ústř. úst. geol., 18 s.

Illés, M. 1906: Adatok Gömörmegyében a Kis Sajó-patak és Balog-patak között fekvő terület geológiájához. A Magyar. Kir. Földt. Int. évi jelentése 1906-ról. Budapest. Kantor, J. 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 6.

- Kovács, S. 1979: A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtani felépítése. *Öslénytani viták (Discussiones Paleontologicae)*, 24, Budapest, p. 33—58.
- Kovács, S. — Kozur, H. 1980: Some remarks on Middle and Upper Triassic platform conodonts. *Rec. Res. in Geol. (Delhi)*, pp. 541—581.
- Kozur, H. 1979: Einige Probleme der geologischer Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. *Geol.-Paläont. Mitt. Bd. 9, 4. Innsbruck*, S. 155—170.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. zbor. Geologica Carpath. (Bratislava)*, 24, S. 225—264.
- Kozur, H. — Mock, R. 1974: Zwei neue Conodonten-Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. *Čas. Mineral. Geol.*, 19, S. 135—139.
- Krystyn, L. 1980: Triassic conodont localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps). In: Schönlaub, H. P. (edit.): Second European Conodont Symposium. *Guidebook. Abh. Geol. B.-A.*, Wien, pp. 61—98.
- Maheľ, M. 1954a: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 5, s. 146—174.
- Maheľ, M. 1954b: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria — poznámky k územiu juhovýchodne od Železníka. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 1, s. 49—53.
- Mello, J. et al. 1969: Vysvetlivky k základnej geol. mape ČSSR, 1:25 000, list Plešivec. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Mello, J. et al. 1976: Vysvetlivky k základnej geol. mape ČSSR, 1:25 000, list Kameňany. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Mello, J. — Mock, R. 1978: Nové poznatky o triase čs. častí Rudabaňského pohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 58, s. 7—20.
- Mello, J. et al. 1979: Vysvetlivky k základnej geol. mape ČSSR, 1:25 000, list Turňa n. Bodvou. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Mello, J. — Mock, R. — Planderová, E. — Gaál, L. 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 79.
- Mock, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. In: J. Vozár (edit.). *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Seminár. Bratislava, GUDS*, s. 321—341.
- Mock, R. 1980: Triassic of the West Carpathians. In: Schönlaub, H. P. (edit.). Second European Conodont Symposium. *Guidebook. Abh. Geol. B.-A.*, 35, Wien, pp. 129—124.
- Ohrvan, J. 1981: Rožňava — Plešivec, hydrogeologický prieskum. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Pecho, J. 1957: Záverečná správa o ložisku Sankovce. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Reichwalder, P. — Mello, J. (v tlači): O vzťahu meliatskej skupiny, gemeridného paleozoika a silického príkrovu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*.
- Sudar, M. — Budurov, K. 1979: New Conodonts from the Triassic in Yugoslavia and Bulgaria. *Geol. Balcanica (Sofia)*, O, 3, pp. 47—52.
- Šuf, J. 1935: Poznámky o geologii rudní oblasti železnícké na Slovensku. *Bán. svět*.
- Tollmann, A. 1963: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwuzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). *Geol. Rdsch.*, 53, S. 152—170.
- Varga, I. 1971: Záverečná správa, úloha SGR-juh. Vyhľadavací prieskum Hg, Cu a ostatné farebné kovy. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Vass, D. et al. 1978: Vysvetlivky k základnej geol. mape ČSSR, 1:25 000, listy Veľký Blh, Uzovská Panica, Radnovce. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Zankl, H. 1967: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. *Geol. Rdsch.*, 56, S. 128—139.

New data to the stratigraphy of Triassic limestones in the western part of the Silica nappe and their consequence for tectonic subdivision

LUDOVÍT GAÁL — JÁN MELLO

The western part of the Silica nappe, i. e. the area westerly from the Štútnik fault,

reveals several specific features that draw distinction between it and the remaining

parts of the Slovak Karst. These are e. g. extensive representation of Lower Triassic shales, the presence of narrow and roughly parallel synclines and anticlines. Stratigraphic investigations made mainly on conodont microfauna gathered further knowledge related namely to the stratigraphic content of single synclines.

The following synclines may be distinguished from the south to the north: Tri Peniažky, Sása, Rybník, Španie Pole, Licince, Bretka and Stránska syncline.

The Tri Peniažky syncline

It is a narrow east-west trending syncline with axial plane dipping to the south and distinguished originally by Bystrický (1954). The limbs of the syncline are built mainly by Gutenstein dolomite whereas Steinalm limestone, Reifling limestone and shale occur in its core.

The following conodonts have been obtained from the upper part of the Reifling limestone sequence: *Gondolella tadpole* Hayashi, *G. cf. polygnathiformis* Budurov et Stepanov and *Prioniodina (Cypridodella) venusta* (Huckr.). Conodonts occur only sporadically and are deformed or fragmented. A Carnian age may be deduced from the indicated forms. Carnian age of Reifling limestone present in the Slovenská skala hill area as well has been proved by Mock (in Mello et al., 1983).

Attempts to gain conodonts from the base of the Reifling limestone and shale sequence were unsuccessful as yet. In spite of that, it may be supposed that the stratigraphic span of Reifling limestone and shale sequence present in the stratigraphic overlier of the Steinalm limestone is Ladinian to Carnian.

The Sása syncline

This is an 18 km long and narrow syncline deeply submerged between Lipovec, Sása and Jelšavská Teplica villages. It is built prevalingly by Lower Triassic shale or Gutenstein beds along its limbs whereas Gutenstein and Steinalm limestone create the core. Carbonates are slightly recrystallized and the western part of the syncline is clearly metamorphosed.

Uppermost parts of the stratigraphic sequen-

ce are preserved near Jelšavská Teplica (the Stráň hill). There are dark-grey argillaceous shale, brownish-grey limestone and grey to dark-grey, in places cherty Reifling limestone beds together with partly nodular and pseudobrecciated platy limestone with chert. The following conodont microfauna has been obtained from the profile:

Brownish-grey limestone (sample RK-7): *Gondolella malayensis malayensis* Nogami, *Gondolella foliata* (Budurov).

Grey platy limestone (sample RK-6/D): *Gondolella tadpole* Hayashi, *G. polygnathiformis* Budurov et Stepanov *Gladigondolella tethydis* (Huckriede).

Grey, chert-free limestone (sample RK-6/C): *Gondolella tadpole* Hayashi, *Gondolella* sp.

Dark-grey cherty limestone (sample RK-6/B): *Gondolella tadpole* Hayashi, *G. foliata* (Budurov).

Pink nodular cherty limestone (sample RK-6/A): *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stepanov, *G. noah* (Hayashi).

On the base of the indicated forms, the stratigraphic span is from Longobardian (RK-7) to Julian eventually Tuvanian (RK-6/A). Hence, the age of dark shale in the underlier of the brownish-grey limestone is, most probably, Ladinian. In this case a stratigraphic span has been proved in which Wetterstein and Tisovec limestone characterize generally the sedimentation in the Silesia nappe. However, the limestone varieties mentioned have nowhere been found to occur in the Tri Peniažky nor Sása syncline.

The Rybník syncline

It is a narrow syncline between Hrušovo and Rybník villages continuing as far as the Muráň valley near Hucín. It is built mainly by a calcareous Lower Triassic sequence ("Kampilian beds") without any stratigraphically higher carbonates.

The Španie Pole syncline

The syncline is created by a carbonate block thrust over a folded Lower Triassic shale complex. Almost the entire sequence of the Triassic is preserved here.

The Licince syncline

This tectonically intricate syncline occurs between Skrešovo, Strelnica and Licince

villages. The most complete sequence is preserved southeasterly from Licince and has not been described hitherto nor subdivided. It begins with Gutenstein limestone and dolomite over which, in the overlier, there is a recrystallized Steinalm limestone. Higher up the sequence continues by Nádaska limestone yielding Illyrian to Ladinian conodonts: *Gondolella excelsa* (Mosher) and *Neohindeodella* sp.

Conodont assemblage has been obtained from the base of Nádaska limestone at the Riedka dolina valley locality southeasterly from Hucín village: *Gondolella constricta* Mosher et Clark and *G. excelsa* (Mosher). Reifling limestone with green, volcanite containing, argillite layer occurs over the Nádaska limestone on this locality. To the contrary, Reifling limestone lacks in the area southeasterly from Licince and the Wetterstein limestone occurs here over the Nádaska limestone. Upwards, a light-grey and massive Tisovec limestone of biointrasparite to biointrasparrudite microfacies follows in the sequence. The latter passes into a grey to pinkish, platy Hallstatt limestone.

Metapolygnathus primitius (Mosher) and *M. abneptis abneptis* (Huckriede) have been gained from the base of Hallstatt limestone whereas *Gondolella navicula* Huckriede and *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) appear in the higher parts. A Lower to Middle Norian age of limestone may be deduced from the indicated forms.

Dachstein reef (Furmanec) limestone is preserved in the upper part of the sequence on the right riverside of the Muráň streamlet southernly from Licince. Fissure fillings have been found here containing red crinoidal Jurassic limestone of Hierlatz type with cross-sections of belemnite rostra.

The uppermost part of the sequence southernly from Licince is composed by dark-grey organodetritic and massive limestone of the "Bleskový prameň" type. Under microscope, this is a biointrasparite or slightly sorted biopelsparite (packstone) containing bioclacts of algae, molluscs, gastropods and echinoderms. Badly preserved macrofossils (brachiopods and corals) have been found in the limestone. Due to the lack of reliable data upon its age (sampling for conodonts was unsuccessful), on the base of superposition and analogy with the similar limestone on the "Bleskový prameň"

locality near Drnava, one may assume a Rhetian age.

The Bretka syncline

The syncline has largest areal extent on the surface between Meliata and Bretka villages. Its northern limb is cut by a thrust surface of a tectonic slice of the Meliata group. Westwards, the structure crops out near Šankovce (Gemerská Ves village recently).

The carbonate sequence begins with Gutenstein limestone and dolomite near Bretka. The higher Steinalm limestone is pronouncedly banded in the area, reflecting the influence of metamorphism. Grey, pinkish and red strips are alternating in the limestone what reminds the Nádaska limestone facies in pre-metamorphic state. Northernly from Bretka, Wetterstein limestone creates the overlier of this limestone whereas Reifling limestone occurs over it northeasterly from Bretka. The Reifling limestone is characterized by a grey to dark-grey, platy limestone sequence containing in places dark chert. The lower part cropping out in the Čoltovo quarry is nodular and contains thin intercalations of dark shales. The conodont fauna obtained from the lower part of the Reifling limestone sequence is as follows.

Hrkáč, cave: *Gondolella bulgarica* (Budurov et Stepanov), *Gladigondolella malayensis budurovi* Kovács et Kozur, *Neospathodus kockeli* Tatge.

Čoltovo, lower part of the quarry and Bretka: *G. bulgarica* (Bud. et Step.).

Conodonts point to Pelsonian age of the limestone.

In the Čoltovo quarry, the upper part of the Reifling limestone contains the following conodonts: *Gondolella bifurcata hanbulogi* (Sudar et Budurov), *G. constricta* Mosher et Clark, *Gladigondolella tethydis* (Huckriede) and dentate conodonts what points to Upper Pelsonian to Illirian age of the respective beds.

It follows from the stratigraphic extent of Reifling limestone that the Steinalm limestone in its underlier is of Bitynian age in the area, or at the very most, it reaches into the Lower Pelsonian. A Lower Anisian age of Steinalm limestone is reported by Balogh — Kovács (1981) from the Szőlösárdó-1 borehole as well. Accordingly, also the

Wetterstein limestone of the Bretka syncline lying stratigraphically over the Reifling limestone in the area westernly from Čolovo sets in, probably, already during the lowermost Ladinian.

In the overlier of the Wetterstein limestone, there is a light-grey and in places thick platy Dachstein limestone in the area southernly from Meliata village. *Dasycladaceae* found there represent, according to J. Bystrický, *Diplopora* n. sp. from the Norian or Rhetian stage. Also fissure fillings of Jurassic limestone occur within the Dachstein limestone in this area (Bystrický 1964, p. 78).

The Stránska syncline

The southwest syncline in the western part of the Silica nappe is built by Gutenstein limestone and light-grey, most probably Wetterstein limestone and dolomite cropping out in small outcrops westernly from Šafárikovo. Further occurrences of Triassic carbonates have been drilled in the basement of the Cenozoic filling of the Rimava basin.

Conclusions

Based on different developments in more northern synclines, two main facial areas may be drawn in the western part of the Silica nappe. The more northern one called the Slovenská skala facial area includes the Tri Peniažky, Sása and Rybník synclines. This area is characterized by basin sediments (shale and dark-grey cherty limestone) during the Ladinian and Carnian so as by the absence of Wetterstein and Tisovec limestone.

In the more southern Plešivec facial area (the Španie Pole, Licince, Bretka and Stránska synclines), the presence of dark shales has not been proved hitherto and the Ladinian to Carnian time span is characterized by shallow-water sediments of carbonate platforms.

There are signs of possible correlations of basin sediments of the Slovenská skala facial area towards more southern tectonic units (the Meliata and Rudabánya units) but common features appear also with the Mürztal facie of the Northern Calcareous Alps present in the Stratenská hornatina Mts.

AKTUALITA

Baryt z neovulkanitov Pohronskej pahorkatiny

OLGA ČONTOFALSKÁ, JÁN JAHN

Výskyt leží 2 km na VSV od stredu obce Čifáre západne od samoty Chladnov na ľavom brehu Telinského potoka. V spodnom kameňolome je odkrytá podstatná časť intruzívneho telesa pyroxenického andezitu (Kutšan et al., 1963) a okolitých kontaktne metamorfovaných sedimentov. Z metalogenetického hľadiska je lokalita na okraji rájónu novobansko-kľakoveckej oblasti v tesnom susedstve tektonickej línie smeru SV—JZ (Ilavský — Satran, 1980).

Typickou horninovou varietou je červenkastý kompaktný andezit s porfyrickými výrastlicami plagioklasu (Bernard et al., 1981).

Na kontakte intruzíva so sedimentárnym obalom vznikla pestrá škála hornín. Z nich je známa dutinová asociácia minerálov zastúpená v prevažnej miere čírym chalcedónom (Jahn, 1977). Novým identifikovaným minerálom tejto lokality je baryt.

Minerál sa vyskytuje na plochách odlučnosti andezitu a v brekciovitých kontaktne metamorfovaných sedimentoch. Je číry alebo žltkastý. Tvorí kryštálickú kôru mocnú 1,5 cm a drúžové zhluky stĺpcovitých kryštálov. Medzi kryštálovými jedincami je limonit červenohnedej farby. Baryt identifikovala chemická analýza a plameňové reakcie.

Mineralia slov.
15 (1983), 4, 331—346

Štúdium niektorých štruktúrno-textúrnych vlastností chryzotilu z Jakloviec, Kalinova a Jasova magnetickými metódami

ŠTEFAN RICHTER*, FRANTIŠEK ŠPALDON**, JOZEF MURÍN**,
ZUZANA SKOKANOVÁ***, VIKTOR HRONSKÝ***, JOZEF KROČAN***,
DUŠAN OLČÁK***

* Rudný projekt, Festivalové nám. 1, 041 95 Košice

** Katedra úpravníctva a tvorby životného prostredia VŠT, Švermova 5,
040 00 Košice

*** Katedra fyziky Elektrotechnickej fakulty VŠT, Park J. A. Komenského 3,
040 00 Košice

(11 obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 18. 4. 1983

Изучение некоторых структурно-текстурных особенностей хризотилла месторождений Якловце, Калиново и Ясова магнитными методами

В работе приведены новые сведения полученные исследованием ориентировки элементарных волокон и определении величины кристаллической фазы хризотила при помощи статического магнитного метода, метода атомной магнитной резонанции и метода электроновой парамагнитической резонанции. Для измерений использованы образцы хризотилазбеста месторождений Якловце (ЮН), Калиново (КА-2) и Ясов (ЯАС-1). Найвысшая степень распределения элементарных волокон был определен в образце хризотилла на месторождении Якловце. Образцы хризотилла месторождения Калиново и Ясов имеют очень низкую анизотропию и низкую ориентировку элементарных волокон.

Study of some structural-textural properties of chrysotile from Jaklovce, Kalinovo and Jasov using the static magnetic, NMR and EPR methods

The paper presents new findings on the type of arrangement of fibres and on the determination of the proportions of crystalline phase in chrysotile by statical magnetic method, NMR and EPR.

Chrysotile asbestos specimens from Jaklovce (JH), Kalinovo (KA-2) and Jasov (JAS I) were investigated. The highest degree of ordering of the fibres was observed in chrysotile Jaklovce. Specimens KA-2 and JAS I show very low anisotropy and lesser degree of orientation of the fibres.

Magnetické metódy (statická, NMR a EPR) nachádzajú v ostatnom období vo výskume štruktúry molekúl kryštálov nerastných surovín a kvapalín významné uplatnenie. Na základe analýzy základných charakteristík spektrálnej čiary — frekvencie, tvaru a šírky čiary poskytujú informácie o štruktúre molekúl, pohyblivosti molekúl a o pohyblivosti jednotlivých atómov a skupín v molekulách.

Dnes sa tieto metódy používajú v rozličných vedných odboroch pri základnom a aplikovanom výskume. V ČSSR nezávisle od našich prác magnetické a rezonančné metódy (NMR a EPR) aplikoval Ústav geológie a geotechniky ČSAV v spolupráci s Vysokou školou chemickou v Prahe pri štúdiu štruktúry extrakčných produktov redukcie uhlia. S použitím magnetických metód (NMR, EPR) sa počíta pri hodnotení produktov hydrogenácie uhlia.

Fyzikálno-mechanické a chemické vlastnosti chryzotilu závisia od radu faktorov. Najdôležitejšia je kryštalická štruktúra, textúrna stavba a vlákniťa morfológia. Vzťah štruktúrno-textúrnych a morfológických faktorov a fyzikálno-mechanických a chemických vlastností chryzotilu sa skúmal a opísal už neraz (Warren et al., 1930, s. 201; Warren et al., 1941, s. 295; Bates et al., 1950, s. 512; Whittaker, 1953, s. 747; Whittaker, 1957, s. 149; Yada, 1967, s. 704; Hovorka, 1980, s. 481—505), ale napriek tomu je predmetom skúmania naďalej.

V práci sa zameriavame na charakteristiku typu usporiadanej alebo neusporiadanej orientácie elementárnych vlákien a na stanovovanie podielu kryštalickej fázy v stavbe chryzotilu metódami zisťovania magnetických vlastností.

Na tento účel sme aplikovali statickú magnetickú metódu, jadrovú magnetickú rezonanciu (NMR), a elektrónovú paramagnetickú rezonanciu (EPR).

Meranie sme uskutočnili na vzorkách chryzotilového azbestu z lokality Jaklovce (JH), Kalinovo (KA-2) a Jasov (Jas-I).

Skúmanie usporiadania orientácie elementárnych vlákien v textúrnej stavbe chryzotilu statickou magnetickou metódou

Textúra chryzotilu, t. j. paralelné usporiadanie a orientácia elementárnych vlákien, ovplyvňuje jeho mechanické vlastnosti, najmä pevnosť v ťahu. Nepravidelnosti v textúrnej stavbe dané variabilitou v usporiadaní a stavbe elementárnych vlákien úzko súvisia s pevnosťou a pružnosťou chryzotilu (Hovorka et al., 1980, s. 481—505).

Pri voľbe statickej magnetickej metódy na skúmanie orientácie elementárnych vlákien chryzotilu sme vychádzali z poznatku, že ak ide o vzorku s vyznačeným usporiadaním (monokryštál, vlákno), môže sa v nej prejavíť magnetická anizotropia (Δ), t. j. rozdiel magnetických susceptibilit (χ) v daných smeroch. Mierou magnetickej anizotropie (Δ) je rozdiel susceptibilit (χ) nameraných v smere osi a kolmo na os vlákna chryzotilu.

Na štúdium sme použili neporušené vzorky agregátov chryzotilu JH, KA-2 a JAS-I upravené do tvaru hranolčeka dĺžky 8—10 mm a hrúbky 3—5 mm. Magnetickú susceptibilitu sme merali na elektronických mikrováhach fy Sartorius typ 4138. Intenzita použitého magnetického podľa (H) zvolená na základe magnetických vlastností skúmaných vzoriek (Murrin et al., 1980, 111—115 s.; Richter, 1979, 265 s.) bola pri vzorke JH

$$H = 800 \cdot \frac{10^3}{4\pi} \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$$

a pri vzorke KA-2 a JAS-I $H = 8300$.

$$H = 8300 \cdot \frac{10^3}{4\pi} \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$$

Hodnoty relatívnej magnetickej anizotropie (Δ) sa určili vo vzťahu

κ_x — keď je na tento smer kolmé.

$$\Delta = \frac{\kappa'' - \kappa_x}{\kappa_x} \cdot 100 \text{ (}\% \text{)}$$

upraveného na tvar

$$\Delta = \frac{\left(\frac{\alpha}{m}\right)_y - \left(\frac{\alpha}{m}\right)_x}{\left(\frac{\alpha}{m}\right)_x} \cdot 100 \text{ (}\% \text{)},$$

v ktorom α — je výchylka prázdneho držiaka vzorky pri rovnakých podmienkach merania, aké sa použili pri skúšobných vzorkách,

m — hmotnosť vzorky,

χ'' – hmotná suceptibilita vzorky, keď je vlákno v smere intenzity magnetického poľa (H),

Chryzotilový azbest vzorky JH sa vyznačuje výraznou priemernou hodnotou relatívnej magnetickej anizotropie Δ (tab. 1). Vzorky azbestu KA-2 a JAS-I napriek vláknitej stavbe prejavujú nízku priemernú magnetickú anizotropiu (Δ) (tab. 2). Tento zdanlivý paradox sme objasnili meraniami uhlových závislostí NMR protónov skúmaných vzoriek.

Rozdielne vlastnosti chryzotilových agregátov, prejavujúce sa rozličnými hodnotami magnetickej anizotropie (Δ), vysvetľujeme rozličným typom usporiadanej a neusporiadanej orientácie elementárnych vlákien a variabilným zastúpením kryštalickej a amorfnej fázy v stavbe chryzotilu sledovaných vzoriek. Na základe týchto zistení predpokladáme pri vzorke JH vyšší stupeň orientácie elementárnych vlákien ako pri vzorke KA-2 a JAS-I.

Hodnoty relatívnej magnetickej anizotropie vzorky JH
Relative magnetic anisotropy, sample JH

Tab. 1

$\frac{m}{mg}$	$\frac{m}{mg}$	$\alpha_{,,}$	$\left(\frac{\alpha}{m}\right)_x$	$\frac{m}{mg}$	$\frac{m}{mg}$	$\alpha_{,,}$	$\left(\frac{\alpha}{m}\right)_{,,}$	$\frac{\Delta}{\%}$
44,48	43,67	0,81	0,01821	42,68	41,39	1,29	0,03022	66
40,91	40,20	0,71	0,01735	40,76	39,50	1,26	0,03091	78
71,41	70,37	1,04	0,014564	71,50	69,69	1,81	0,02531	74
50,88	50,32	0,56	0,01006	50,90	50,02	0,88	0,01729	72
43,67	42,99	0,68	0,01557	43,81	42,70	1,11	0,02534	63
67,00	65,58	1,42	0,02119	67,00	64,53	2,47	0,03686	74
14,00	13,33	0,17	0,01214	14,12	13,84	0,28	0,01983	63
45,33	42,24	3,09	0,06817	45,31	40,07	5,24	0,11565	70
23,79	23,32	0,47	0,01976	23,64	22,75	0,89	0,03765	91
35,25	32,79	2,46	0,06979	35,19	30,83	4,36	0,12390	77
61,42	—	—	—	60,90	—	—	—	—
67,25	—	—	—	66,73	—	—	—	—
107,57	—	—	—	107,33	—	—	—	—
14,67	12,55	2,12	0,14451	14,61	—	—	—	—

Priemerná hodnota
73

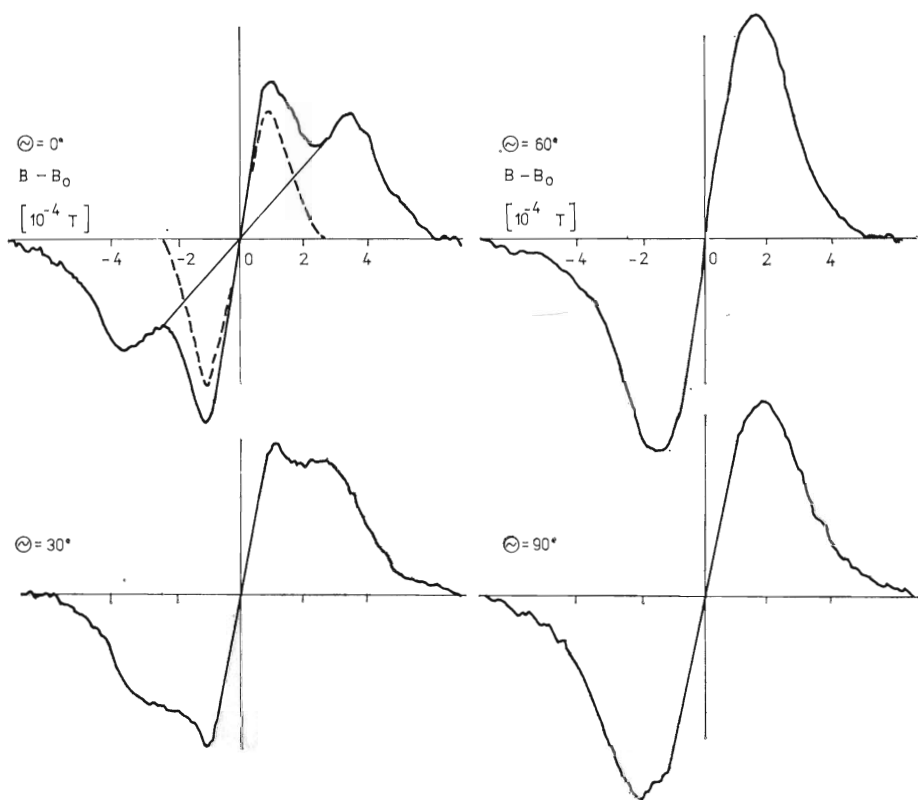
orientácie vzorky. Na tieto merania sa použila vzorka KA-2 (Kalinovo) a JAS-I (Jasov).

Charakteristika stupňa orientácie elementárnych vlákien a stanovenie podielu kryštalickej a amorfnej fázy v stavbe chryzotilu na základe uhlových vzdialeností NMR spektrier

Spektrá NMR agregátov chryzotilu vzorky KA-2 (obr. 1) a JAS-I (obr. 2) sa skladajú zo širokej a úzkej zložky. Úzka zložka spektra vzorky KA-2 (obr. 1) sa s uhlom θ nemení a zodpovedá protónom

nachádzajúcim sa v amorfných oblastiach agregátov. Široká zložka spektra vykazuje intenzívnu závislosť od uhla θ a priradujeme ju protónom nachádzajúcim sa v kryštalických oblastiach. Obidve zložky sú na seba naložené a najvhodnejšia separácia jednej zložky od druhej sa javí pri $\theta = 0^\circ$ a 180° . Pri uhle $\theta = 60^\circ$ a 120° obidve zložky spíjvajú (obr. 1). Spektrá vzorky JAS-I (obr. 2) majú podobný tvar ako pri vzorke KA-2, ale s tým rozdielom, že úzka zložka spektra je intenzívnejšia, čo spôsobuje menej výraznú uhlovú závislosť ako pri vzorke KA-2.

Separáciou zložiek spektra sa určil relatívny počet protónov (a teda aj atómy



Obr. 1. NMR spektrum chryzotilu vzorky KA-2
Fig. 1. NMR spectrum of chrysotile in sample KA-2

vodíka), ktoré prislúchajú amorfým a kryštalickým oblastiam agregátov. Relatívny počet protónov prislúchajúcich kryštalickým oblastiam vzorky KA-2 a JAS-I vyjadrený tzv. kryštalickým podielom (K_p) je zo spektra NMR stanovený ako podiel plochy pod integrálnym zápisom celého spektra.

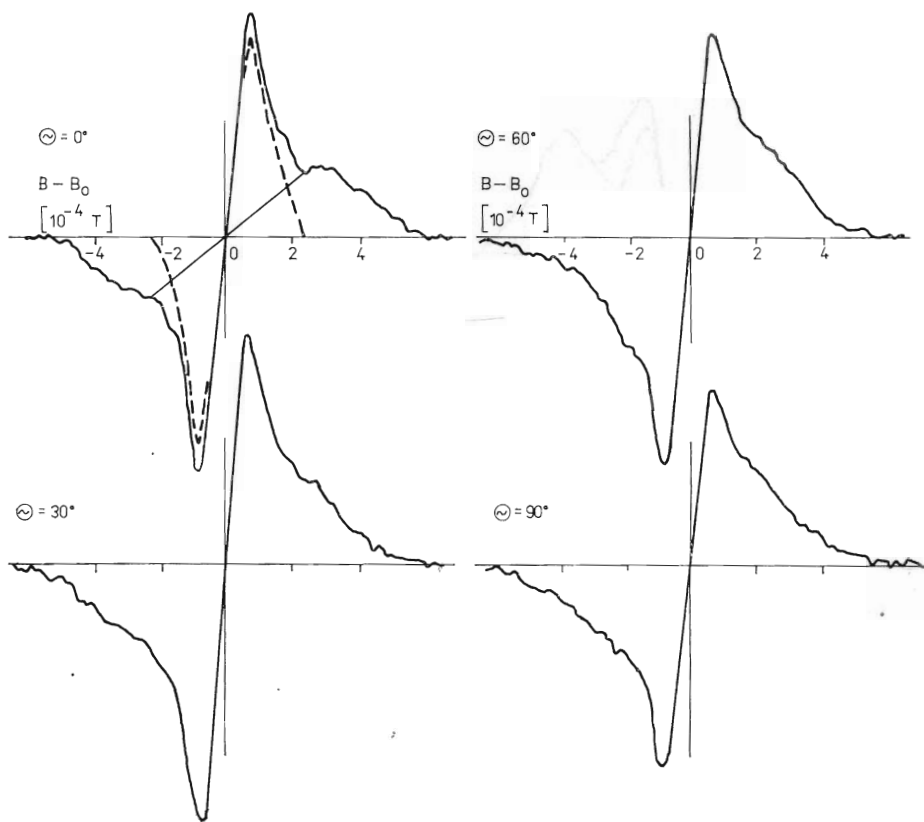
Spektrum vzorky KA-2 sa na úzku a širokú zložku separovalo pri $\theta = 0^\circ$ a 180° (obr. 1). Priemerná hodnota (K_p) pre agregát chryzotilu vzorky KA-2 je $K_p = 86,2\%$ a vyplýva z nej, že $86,2\%$ atómov vodíka prislúcha kryštalickým oblastiam a $13,8\%$ amorfým oblastiam.

Separáciou zložiek spektra NMR vzorky

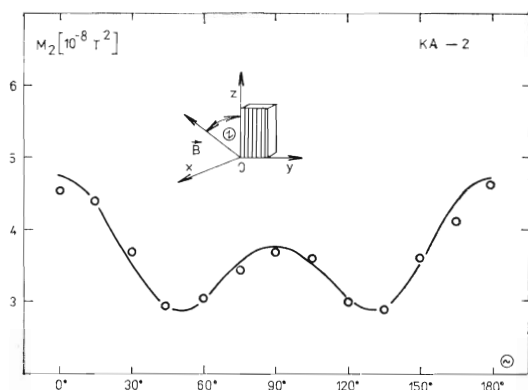
JAS-I sme zistili, že podiel kryštalickej fázy v tejto vzorke je 75% . Vzhľadom na nejednoznačnosť separácie zložiek spektra vzorky JAS-I predpokladáme, že maximálne 75% atómov vodíka sa viaže na kryštalické oblasti a minimálne 25% na amorfnú fázu chryzotilu.

Charakteristika spôsobu a stupňa usporiadania orientácie elementárnych vlákien chryzotilu na základe uhlových závislostí druhého momentu spektier NMR

Z obr. 3 a 4 je zreteľná závislosť druhého momentu (M_2) vzorky KA-2 a JAS-I



Obr. 2. NMR spektrum chryzotilu vzorky JAS-I
Fig. 2. NMR spectrum of chrysotile in sample JAS-I



Obr. 3. Závislosť druhého momentu M_2 od uhla θ , vzorka KA-2

Fig. 3. Dependence of second moment M_2 on the angle θ , sample KA-2

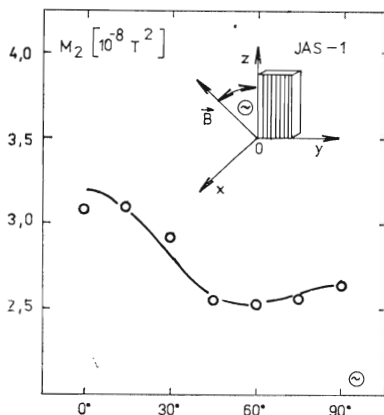
od uhla θ . V hornej časti obrázkov je znázornený spôsob umiestnenia vzorky v magnetickom poli. Druhé momenty (M_2) sa vypočítali z experimentálne získaných spektier NMR. Body označené na obr. 3 a 4 krúžkami predstavujú stredné hodnoty druhých momentov (M_2) vypočítaných z experimentálnych zápisov pre príslušné hodnoty uhla θ . Plná krivka predstavuje závislosť vyplývajúcu zo vzťahu odvodeného Van Vleckom (1948, s. 1168) pre druhý moment (M_2) spektra NMR. Podľa tohto vzťahu hodnota druhého momentu (M_2) závisí od typu priestorového usporiadania rezonujúcich jadier, ako aj od intenzívnosti pohybu atómov, na ktorom sa zúčastňujú aj spomenuté jadrá.

Zo známeho usporiadania atómov v látke možno vypočítať druhý moment (M_2) a porovnať ho s experimentálne stanovenou hodnotou. Pre skúmané agregáty chryzotilu sme nemali k dispozícii úplné kryštalografické údaje o polohách vodíkových atómov. Z neúplných kryštalografických údajov (Yada, 1967, s. 704) sme mohli použiť iba poznatok, že atómy vodíka OH skupín v chryzotile tvoria lineárne refazce orientované v smere osi ele-

mentárnych vlákien a že vzdialenosti susedných atómov vodíka sú rovnaké. Pomocou takéhoto modelu priestorového usporiadania atómov vodíka sme na základe analýzy uhlových závislostí druhého momentu (M_2) určili spôsob orientácie vlákien.

Z porovnania experimentálnej uhlovej závislosti druhého momentu (M_2) s teoretickou uhlovou závislosťou zodpovedajúcou dokonalnej orientácii, t. j. modelu, v ktorom sa predpokladá, že všetky elementárne vlákna sú ideálne orientované v jednom smere, sme zistili veľké rozdiely medzi uhlovou závislosťou druhého momentu pre dokonalú orientáciu a uhlovou závislosťou určenou experimentálne. Z nesúhlasu uhlových závislostí druhého momentu (M_2) vyplýva, že elementárne vlákna chryzotilu vzoriek KA-2 a JAS-I nie sú dokonale orientované, ale že existuje isté rozdelenie vlákien podľa ich orientácie vzhľadom na istý význačný smer. Význačný smer vzoriek chryzotilu KA-2 a JAS-I je určený smerom orientácie makrovlákien.

Vzhľadom na uvedené zistenia sme



Obr. 4. Závislosť druhého momentu M_2 od uhla θ , vzorka JAS-I

Fig. 4. Dependence of second moment M_2 on the angle θ , sample JAS-I

v ďalšej práci uvažovali o modeli neúplnej (čiastočnej) orientácie elementárnych vlákien, podľa ktorého sú jednotlivé elementárne vlákna nerovnomerne rozdelené s ohľadom na uhol (α), ktorý zvierajú jednotlivé elementárne vlákna s význačným smerom. Predpokladáme, že rozdelenie vlákien v kolmom smere na význačný smer je izotropné. Stupeň orientácie elementárnych vlákien vo vzorke možno charakterizovať veličinami (C_4) a (C_2), ktoré sú definované vzťahmi (Yamagata et al., 1962, s. 236)

$$C_4 = \int_0^\pi F(\alpha) \cos^4 \alpha \sin \alpha \, d\alpha$$

$$C_2 = \int_0^\pi F(\alpha) \cos^2 \alpha \sin \alpha \, d\alpha$$

kde $F(\alpha)$ je distribučná funkcia charakterizujúca rozdelenie elementárnych vlákien podľa uhla (α). Tvar tejto distribučnej funkcie nie je známy, ale na druhej strane samotné veličiny (C_4) a (C_2) možno určiť z uhlových závislostí druhého momentu.

Je dokázané (Yamagata et al., 1962, s. 236), že pri dokonalej orientácii $C_4 = C_2 = 1$ a pri izotropnom rozdelení elementárnych vlákien podľa uhla (α) $C_4 = 1/5$ a $C_2 = 1/3$.

Na základe modelu neúplnej orientácie elementárnych vlákien sme odvodili teoretickú závislosť druhého momentu (M_2) od uhla (θ), ktorá má tvar

$$M_2 = A \cdot \cos^4 \theta - B \cdot \cos^2 \theta + C$$

ktorej veličiny A , B a C nezávisia od štruktúry a stupňa orientácie elementárnych vlákien. Závislosť druhého momentu (pre vzorku KA-2) vyjadrená uvedeným vzťahom najlepšie súhlasí s nameranými hodnotami druhého momentu (M_2), ak

$$A = 5,30 \cdot 10^{-8} \text{ T}^2$$

$$B = 4,35 \cdot 10^{-8} \text{ T}^2$$

$$C = 3,80 \cdot 10^{-8} \text{ T}^2$$

a pre vzorku JAS-I, ak

$$A = 1,37 \cdot 10^{-8} \text{ T}^2$$

$$B = 0,82 \cdot 10^{-8} \text{ T}^2$$

$$C = 2,65 \cdot 10^{-8} \text{ T}^2$$

Pomocou explicitného vyjadrenia veličín A , B , C (Murín et al., 1980, s. 111–115) a ich konkrétnych číselných hodnôt zostavených do rovníc sme pre vzorku KA-2 a JAS-I vypočítali parametre C_4 a C_2 :

$$\text{pre vzorku KA-2 } C_4 = 0,25 \text{ a } C_2 = 0,35$$

$$\text{pre vzorku JAS-I } C_4 = 0,2001 \text{ a}$$

$$C_2 = 0,3334$$

Z porovnania týchto hodnôt s hodnotami pre dokonalú orientáciu ($C_2 = C_4 = 1$) a pre izotropné rozdelenie podľa uhla (α) ($C_4 = 0,2$ a $C_2 = \frac{1}{3}$) vyplynulo, že elementárne vlákna vzoriek sú v malom stupni orientované v smere určenom orientáciou makrovlákien.

Na charakteristiku stupňa orientácie elementárnych vlákien v takýchto prípadoch je výhodnejšie používať parameter orientácie (P) definovaný vzťahom

$$P = \frac{1}{2}(3 C_2 - 1),$$

ktorý má pre dokonalú orientáciu hodnotu $P = 1$ a pre izotropné rozdelenie podľa (α) hodnotu $P = 0$. V prípade vzorky KA-2 je hodnota parametra orientácie $P = 0,05$ a v prípade vzorky JAS-I $P = 0,0001$. Na základe určených parametrov orientácie elementárnych vlákien (P) sme dospeli k nasledujúcim záverom:

1. Aj pri zdanlivo dokonalej orientácii makrovlákien chryzotilu vzorky KA-2 nie sú elementárne vlákna orientované dokonale, ale v dôsledku ich ohybov, prešmykov a iných deformácií tvoria súbor s malým stupňom orientácie vzhľadom na význačný smer.

2. Parametre vyjadrujúce stupeň orientácie (C_4 , C_2 a P) vzorky JAS-I zodpovedajú podstatne nižšiemu stupňu orientácie elementárnych vlákien, čo je dané okrem už uvedených príčin aj zastúpením väč-

šieho podielu amorfnej fázy v stavbe chryzotilu tejto vzorky.

S vzorkou KA-2 sme urobili merania aj pri jej otáčaní okolo osi súhlasnej so smerom makrovlákien. Vzájomnú polohu vzorky a indukcie magnetického poľa B zobrazuje horná časť obr. 5. V tomto prípade bol uhol θ medzi smerom makrovlákien a smerom indukcie magnetického poľa rovný 9° a podľa vzťahu

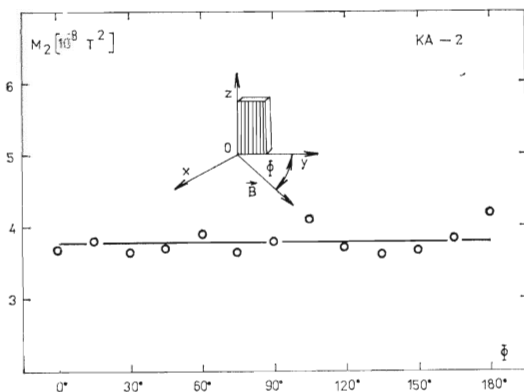
$$M_2 = A \cdot \cos^4 \theta - B \cdot \cos^2 \theta + C$$

by druhý moment spektra NMR nemal závisieť od uhla pootočenia vzorky v magnetickom poli, t. j. od uhla ψ . Tvar spektra sa nemení v závislosti od uhla pootočenia ψ a je taký ako pri predchádzajúcom meraní vzorky KA-2 pri $\theta = 90^\circ$.

Na obr. 5 je znázornená závislosť druhého momentu vzorky KA-2 od uhla ψ pre $\psi = 0^\circ$ až 180° (po 15°).

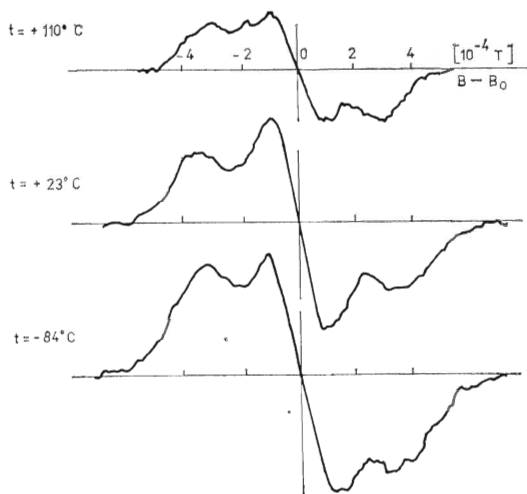
V rámci experimentálnych chýb druhý moment skutočne nezávisí od uhla ψ a dáva hodnotu druhého momentu, ktorá zodpovedá vzorke KA-2 pre $\theta = 90^\circ$.

Výsledky meraní uhlovej závislosti druhého momentu pri otáčaní vzorky okolo osi súhlasnej so smerom makrovlákien



Obr. 5. Závislosť druhého momentu M_2 od uhla ψ , vzorka KA-2

Fig. 5. Dependence of second moment M_2 on the angle ψ , sample KA-2



Obr. 6. NMR spektrum vzorky KA-2 pri teplotách -84°C , $+23^\circ\text{C}$ a $+110^\circ\text{C}$

Fig. 6. NMR spectrum of chrysotile in sample KA-2, at the temperature -84°C , $+23^\circ\text{C}$ and

potvrďujú predpoklad o izotropnom rozdelení mikrovlákien podľa ich orientácie v rovine kolmej na smer prednostnej orientácie. Keby to tak nebolo, druhý moment by vykazoval závislosť od uhla ψ .

Štúdium vplyvu teploty na zmenu štruktúry chryzotilu v teplotnom intervale od -84 do $+110^\circ\text{C}$ metódou NMR

Na tento cieľ sa použila vzorka KA-2 vystavená účinkom teploty -84°C , $+23^\circ\text{C}$ a $+110^\circ\text{C}$. Spektrá NMR boli získané pri polohe vzorky charakterizovanej uhlom $\theta = 0^\circ$, pri ktorom sú obidve zložky spektra najviac od seba oddelené (obr. 6).

Pri teplote $+110^\circ\text{C}$ nastalo isté zúženie širšej zložky, čo vysvetľujeme zhoršením podmienok zápisu spektra pri temperovaní vzorky (menší signál, väčší šum). Na základe nezmeneného tvaru NMR spektier sa potvrdili názory (Foker et al., 1968, s. 162; Syromjatnikov, 1933, s. 21; Ba-

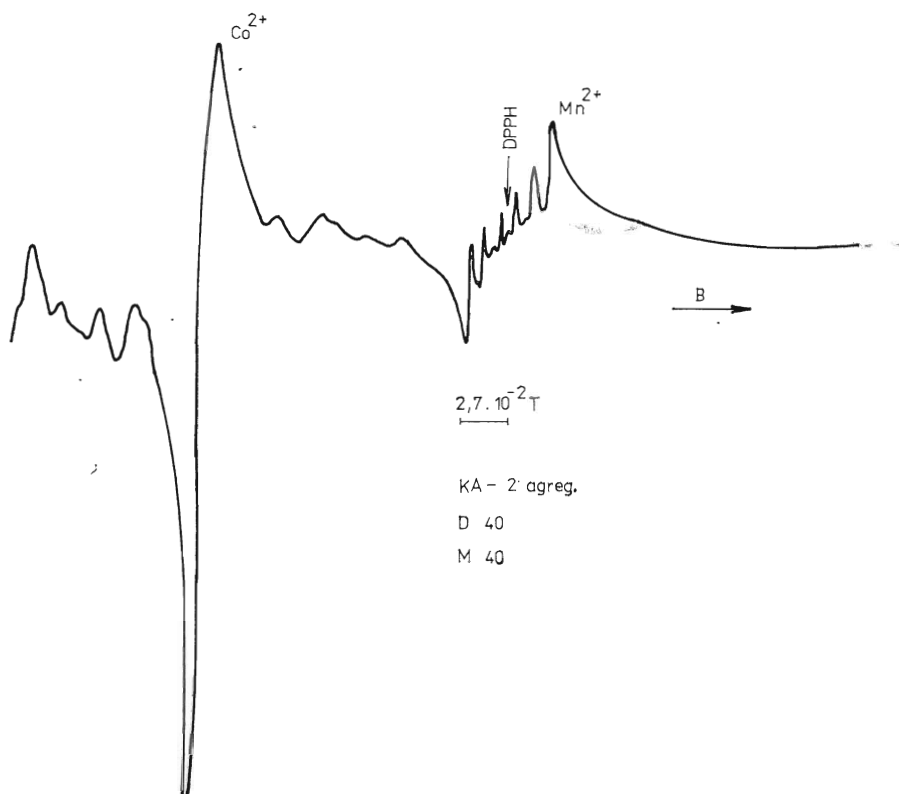
dollet, 1951, s. 1; Richter, 1978, s. 135), že temperovaním chryzotilu zásadné zmeny v jeho štruktúre nenastávajú. Tento poznatok potvrdzuje aj fakt, že obidve zložky spektra (obr. 6) prislúchajú protónom OH skupín nachádzajúcich sa v kryštalických a amorfných oblastiach azbestu. Možnú úvahu, že úzka zložka spektra NMR, pozorovaná pri teplote -85°C a $+110^{\circ}\text{C}$, zodpovedá vlhkosti alebo adsorbovanej vode, vylučujeme, pretože po vystavení chryzotilu uvedeným teplotám by táto zložka musela vymiznúť.

NMR spektrá chryzotilu vystaveného účinkom teploty v rozsahu -84°C až

$+110^{\circ}\text{C}$ poukazujú na rezonanciu protónov viazaných na OH skupiny kryštalickej a amorfnej fázy. Uvedené merania poukazujú aj na to, že v teplotnom intervale od -84°C do $+110^{\circ}\text{C}$ následkom tepelného pohybu pozorovateľné zmeny v usporiadaní atómov v štruktúre chryzotilu nenastávajú.

Štúdium chryzotilu metódou EPR

Elektrónovou paramagnetickou rezonanciou (EPR) sa zaznamenávajú prechody medzi jednotlivými energetickými hladi-



Obr. 7. EPR spektrum vzorky chryzotilu KA-2
Fig. 7. EPR spectrum of chrysotile, sample KA-2

nami spinového systému nachádzajúceho sa vo vysokofrekvenčnom magnetickom poli indukcie B.

Metódu EPR sme použili na identifikáciu paramagnetických iónov, resp. fero-magnetických prímiesí nachádzajúcich sa v štruktúre chryzotilu v substitučných polohách ako nečistoty a na štúdium zmien v štruktúre chryzotilu následkom tepelnej úpravy na základe zmeny koordinačného okolia iónov.

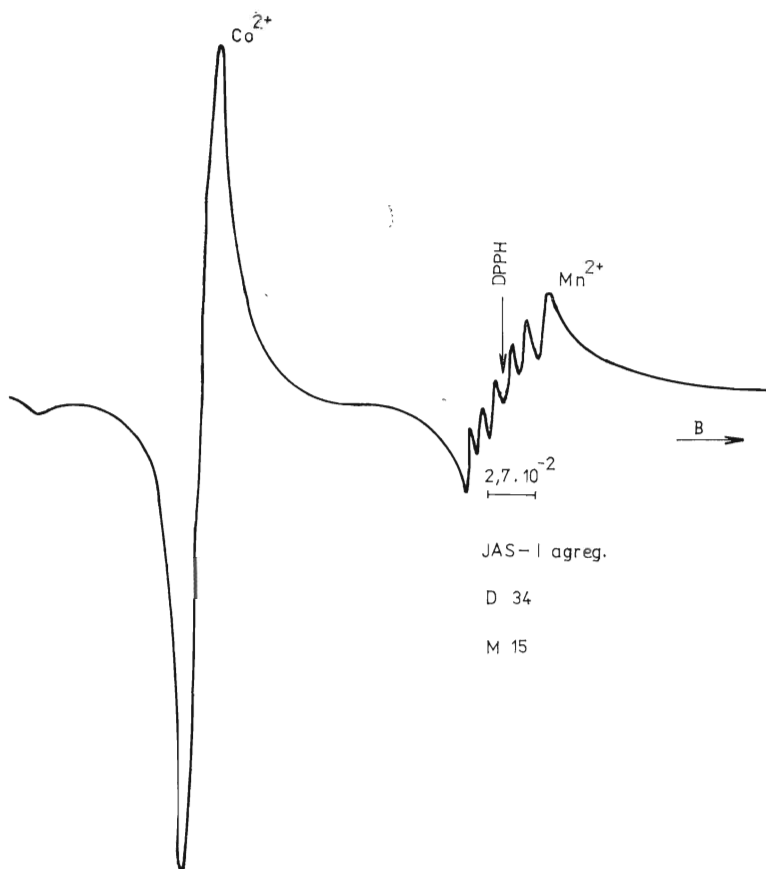
Meranie EPR sa vykonalo pomocou

spektrometra typu ER-9 fy Carl Zeiss Jena na vzorke chryzotilu KA-2 a JAS-I. Frekvencia vĺ poľa pri meraní bola konštantná a činila

$$\nu = 9,37 \text{ GHz}$$

Identifikácia paramagnetických iónov v štruktúre chryzotilu

Spektrum chryzotilu KA-2 (obr. 7) pozostáva z absorpčných signálov troch typov. Výrazný signál v nižších poliach podľa



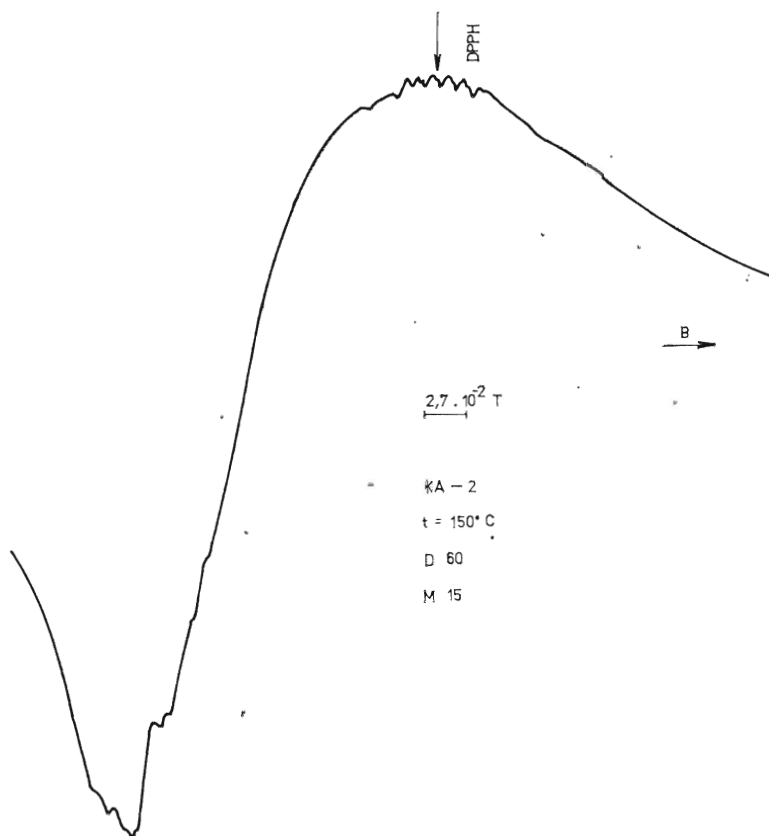
Obr. 8. EPR spektrum vzorky chryzotilu JAS-I
Fig. 8. EPR spectrum of chrysotile, sample KA-2

hodnoty g -faktora ($g = 4,15$) zodpovedá iónom Co^{2+} . Šesť rezonančných čiar v oblasti signálu DPPH možno jednoznačne identifikovať ako hyperjemnú štruktúru (HJŠ) iónov Mn^{2+} .

Nepravidelný absorpčný signál od najnižšej hodnoty poľa až do poľa $B = 2,8 \cdot 10^{-1} \text{ T}$ podľa meraní uhlových závislostí prisudzujeme malému množstvu feromagnetických prímiesí. Spektrum EPR vzorky JAS-I (obr. 8) poukazuje na neprítomnosť feromagnetkej prímiesi. Ináč je jeho interpretácia rovnaká ako pri vzorke KA-2.

Štúdium vplyvu teploty na zmenu v štruktúre chryzotilu

Postupným zvyšovaním teploty žihania chryzotilu klesá intenzita feromagnetického signálu a zvyrazňuje sa EPR signál od iónov Mn^{2+} (obr. 9). Zmena koordinačného okolia iónu Mn^{2+} spôsobená celkovými štrukturálnymi zmenami nastáva podľa zmeny tvaru EPR (obr. 10) v chryzotile až pri teplote 650°C . K úplnej zmene tvaru EPR signálu zodpovedajúcej úplnej deformácii štruktúry chryzotilu došlo pri teplote 950°C (obr. 11).



Obr. 9. EPR spektrum vzorky chryzotilu KA-2 žihanej pri teplote 150°C
 Fig. 9. EPR spectrum of chrysotile in sample KA-2 — calcined at the temperature 150°C

Dosiahnuté výsledky štúdia vplyvu teploty na zmenu v štruktúre chryzotilu pri teplote 150 °C, 650 °C a 950 °C sú v súlade s výsledkami získanými inými metódami výskumu (Toker et al., 1968, s. 126; Richter, 1978, s. 86; Skokaňová et al., 1979, s. 12).

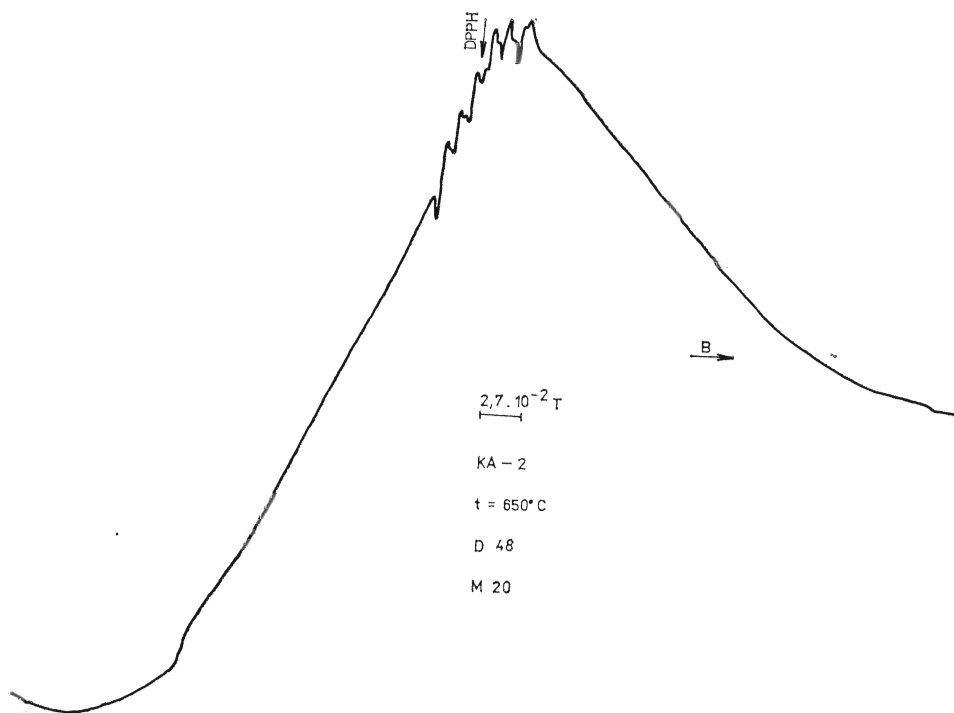
Záver

V práci sme sa venovali štúdiu usporiadania orientácie elementárnych vlákien, kvantitatívnemu stanoveniu kryštalickej a amorfnej fázy v stavbe azbestu a sledovaniu zmien v štruktúre chryzotilu vplyvom teploty. Na tieto účely sme aplikovali statickú magnetickú metódu a me-

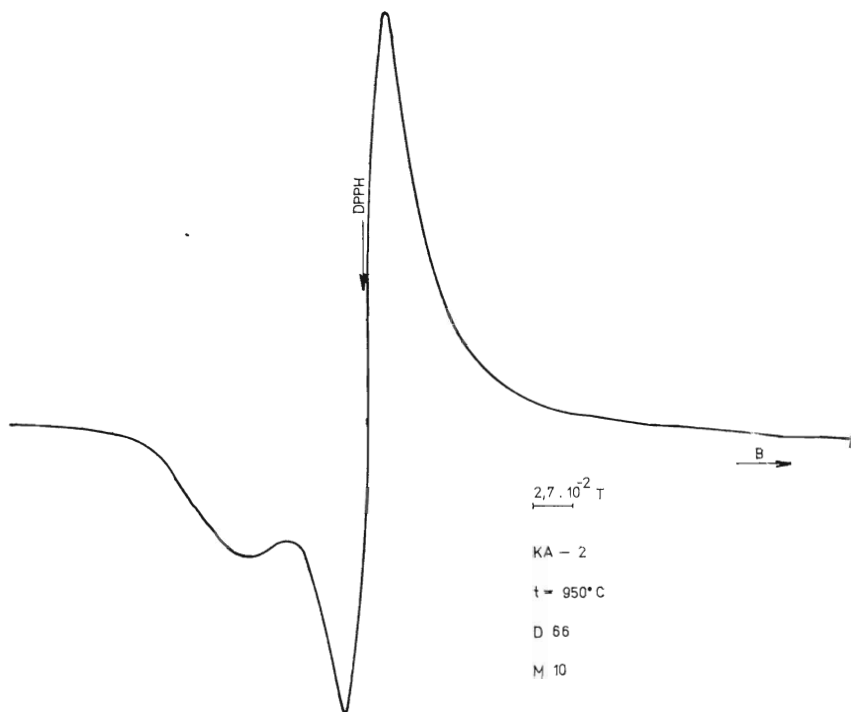
tódy jadrovej magnetickej rezonancie a elektrónovej paramagnetickej rezonancie. Štúdiom vzoriek prírodného azbestu z lokality Jaklovce (JH), Kalinova (KA-2) a Jasov (JAS-I) sme dospeli k nasledujúcim záverom.

1. Agregáty chryzotilového azbestu z Jakloviec sa vyznačujú výraznou magnetickou anizotropiou (Δ) a najvyšším stupňom usporiadania orientácie elementárnych vlákien.

Agregáty chryzotilového azbestu z Kalinova a Jasova napriek výraznej textúre s paralelným usporiadaním vlákien prejavujú veľmi nízku anizotropiu. Tento zdanlivý paradox objasnili merania uhlových závislostí NMR protónov týchto vzoriek. Podľa nich sa chryzotil z Kalinova a



Obr. 10. EPR spektrum vzorky chryzotilu KA-2 žihanej pri teplote 650 °C
Fig. 10. EPR spectrum of chrysotile in sample KA-2, calcined at the temperature 650 °C



Obr. 11. EPR spektrum vzorky chrysotilu KA-2 žihanej pri teplote 950 °C
 Fig. 11. EPR spectrum of chrysotile in sample KA-2, calcined at 950 °C

Jasova vyznačuje význačnejším zastúpením amorfnej fázy (minimálne 25 %) a najnižší stupeň usporiadania elementárnych vlákien bol stanovený v chrysotile z Jasova. Ďalšie štruktúrne vlastnosti azbestových vlákien sa prejavili na uhlových závislostiach druhého momentu spektier NMR. Podľa nich elementárne vlákna agregátu nie sú úplne orientované v jednom smere, ale zvierajú isté uhly so smerom orientácie makrovlákien, pričom je rozdelenie elementárnych vlákien v smere kolmom na smer makrovlákien izotropné.

2. Vzorky azbestu z Kalinova a Jasova obsahujú feromagnetické prímеси. Metódou EPR pomocou g -faktora a hyperjemnej štruktúry spektra sa v chrysotile

v substitučných polohách identifikovali paramagnetické ióny Mn^{2+} a Co^{2+} .

3. V teplotnom intervale $-84^{\circ}C-110^{\circ}C$ v chrysotile pozorovateľné zmeny usporiadania vodíkových atómov skúmaných vzoriek nenastávajú. Štruktúrne zmeny sa uplatňujú až pri teplote $650^{\circ}C$ a úplná fázová premena až pri teplote $950^{\circ}C$, ako to potvrdili merania EPR.

Statické magnetické metódy možno použiť na charakterizovanie magnetických vlastností minerálov v prírodnom stave a po mechanickej, chemickej alebo termickej úprave.

Rezonačné magnetické metódy (NMR, EPR) možno použiť na charakterizovanie usporiadania atómov minerálu, na identifikáciu paramagnetických iónov a fero-

magnetických prímiesí v štruktúre minerálu, na sledovanie štruktúrnych zmien po mechanickej, chemickej alebo termickej úprave a na určovanie podielu kryštalickej a amorfnej fázy v skúmanom mineráli.

Takéto výskumné práce možno v ČSSR urobiť na Katedre fyziky VŠT v Košiciach, v Ústave užitej geofyziky Brno, v Ústave geológie a geotechniky ČSAV Praha a na Vysokej škole chemickej v Prahe.

Recenzoval M. Okál

LITERATÚRA

- Badollet, M. S. 1951: Asbestos. A mineral of Unparalleled Properties. *Canad. Min. Metallurg. Bull.*, 1.
- Bates, T. F. et al. 1950: Tubular crystals of chrysotile asbestos. *Science (Washington)*, 111, 512.
- Hovorka, D. et al. 1980: Serpentine group minerals of the Western Carpathians ultramafies. I. Bodies of the Gemeric Mezozoic. *Mineralia slov.*, 12, pp. 481–505.
- Murín, J. et al. 1980: NMR and ESR Study of the Natural Chrysotile Asbestos. *Materiály XI. ogólnopolskiego Seminarium na temat MRJ i jego zastosowan. Kraków*, s. 111–115.
- Richter, Š. et al. 1979: Magnetické vlastnosti chryzotilového azbestu z ložiska Jaklovce. *Geol. průzk.*, 9, 265 s.
- Richter, Š. 1978: Vztah fyzikálno-mechanických vlastností azbestu k úprave. [Kandidátska dizertačná práca.] 86, 135 s.
- Skokanová, Z. et al. 1979: Contribution to the Study of Magnetic Properties of Natural Asbestos by ESR, NMR and Static Properties of Natural Asbestos by ESR, NMR and Static Methods. In: *Zbor. 6. konf. čs. fyz. Ostrava*, s. 19–12.
- Sobolev, N. D. M. 1971: Vvedeniye v asbestovedeniye. *Moskva, Izd. Akad. Nauk*, 258 s.
- Syromjatnikov, F. V. 1933: Vplyv sušenia na pevnosť chryzotilového azbestu. *Min. sur. № 1. ZSSR*, 21–24 s.
- Toker, V. J. — Krajnev, E. F. 1968: Vliyanije temperatury na fyzičeskije svojstva azbesta. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč. A. N. ZSSR*. 162 s.
- Van Vleck, J. H. 1948: Dipolar broadening of the line of magnetit resonance in crystals. *Phys. Rev.*, 74, 1168.
- Warren, B. E. — Bragg, W. L. 1930: The structure of chrysotile. *Z. Krist.* 76, 201 p.
- Warren, B. E. — Hering, K. W. 1941: The random structure of chrysotile asbestos. *Phys. Rev.*, 59, 925 p.
- Whittaker, E. J. W. 1953: The structure of chrysotile. *Acta crystallogr. (København)*, 6, 747 p.
- Whittaker, E. J. W. 1957: The structure of chrysotile Y, Diffuse reflexions and fibre texture. *Acta crystallogr. (København)*, 10, 149 p.
- Yada, K. 1967: The electron microscopic study of chrysotile asbestos, using the device of resolution parameters. *Acta crystallogr. (København)*, 23, 704 s.
- Yamagata, K. — Hirota, S. 1962: C-constant moment of nuclear magnetic resonance for oriented polymers. *Rep. Progr. Polym. Phys. Japan*, 5, 236 p.

Study of some structural-textural properties of chrysotile from Jaklovce, Kalinovo and Jasov using the static magnetic, NMR and EPR methods

Š. RICHTER — F. ŠPALDON — J. MURÍN — Z. SKOKANOVÁ — V. HRONSKÝ,
J. KROČAN — D. OLČÁK

The physical, mechanical and chemical properties of chrysotile are determined by the type of its crystalline structure, its texture

and the type of the fibre morphology. The connection between the above parameters was shown by Warren-Bragg (1930),

Warren-Hering (1941), Bates et al. (1950), Whittaker (1953, 1957), Yada (1967), Hovorka et al. (1980) and others.

This paper is devoted to the characterization of the arrangement of the elementary fibres and to the determination of the proportion of the crystalline phase in the built-up of chrysotile. The chrysotile was investigated by statical magnetical methods, NMR and EPR.

Three specimens of chrysotile asbestos (JH, KA-2 and JAS-I) were investigated. The chosen research techniques enabled (a) in case of specimens with marked orientation (monocryst or fibre) the determination of magnetic anisotropy (Δ) derived from the difference between the values of magnetic susceptibility (χ) measured in the chosen direction and (b) determination of the proportion of crystalline phase (Kp) in chrysotile by measuring the angular distances of NMR spectra or of the angular relationship between the 2nd moments (M2) of the NMR spectra.

The obtained results had lead to the following conclusions: (1) The asbestos from Jaklovce shows the greatest magnetic anisotropy Δ (Tab. 1 and 2) and highest degree of ordering of the fibres. The chrysotiles from Kalinovo and Jasov show very low anisotropy in spite of marked lineation in their texture.

This apparent paradox was solved by measuring the angular relationship between the NMR spectra of the investigated specimens. By measuring the wide and narrow components of the spectra of the latter 2 specimens in dependence on θ , the relative number of protons (i. e. ^1H atoms) present in the amorphous and crystalline phases was determined. According to these results asbestos from Kalinovo and Jasov has a higher proportion of amorphous phase. The highest proportion of amorphous phase (minimum 26 %) and the lowest degree of ordering of the fibres was found in chrysotile from Jasov.

From the determination of the relationship between the 2nd moment of the NMR spectra and θ (Fig. 3 to 5) it was evident that the individual fibres of chrysotile in specimens KA-2 and JAS-I are not perfectly aligned and that only some of the fibres follow a preferred orientation. The preferred orientation of the individual fibres accord with the orientation of the macro-bundles. The lower degree of orientation of the single fibres in these specimens is due to deformations (bending, microfaults etc.) of the fibres. In case of specimens JAS-I this phenomenon was caused by a higher proportion of amorphous phase present.

(2) The study of the effect of temperature on the change of structure of chrysotile was studied by NMR for the range of -84°C to $+110^\circ\text{C}$. The resonance of protons bound to OH^- groups in both the crystalline and amorphous phase was studied. It was found that in the studied temperature range no changes in the atomic arrangement of chrysotile occurs.

(3) EPR enables the detection of transition between the energetic levels of the spin system in the high frequency magnetic field. Using the g-factor and the analysis of hyperfine structure of the spectrum the EPR spectra, paramagnetical Mn^{2+} and Co^{2+} were identified in specimens KA-2 (Fig. 7) and JAS-I (Fig. 8). In specimen KA-2 a small amount of ferromagnetic components was also detected.

(4) The EPR study of the effect of temperature (-84°C to $+110^\circ\text{C}$) on the structure of chrysotile has shown that no change in signals from Mn^{2+} ions is observable. A change in the coordination neighbourhood of Mn^{2+} ions due to structural changes is observable only at 650°C (Fig. 10). A complete change of the EPR signals corresponding to full deformation of the chrysotile structure was observed at 950°C (Fig. 11).

Hydrogeologické a hydrogeochemické poznatky z prieskumných prác v Santovke

ZORA BONDARENKOVÁ

IGHP, n. p., Žilina, závod Bratislava, Geologická ul. 18, 825 64 Bratislava

(13 obr. a 3 tab. v texte)

Doručené 12. 11. 1982

Гидрогеологические и гидрохимические данные разведочных работ в Сантовке

Обширные разведочные работы на месторождении Сантовка с целью обеспечить дополнительные источники минеральной воды принесли новые результаты о гидрогеологических и гидрохимических условиях „левицкой минеральной линии“. Обработанные результаты о гидрогеологических условиях позволили определить главные факторы влияющие на образование химизма минеральной воды и на основании этого формулировать основные критерии для охраны качества минеральной воды.

Hydrogeological and hydrochemical experience from prospection in the Santovka source area

Extensive prospection in the Santovka mineral spring area (Central Slovakia), aimed at assure further sources of mineral water for bottling purposes, resulted in new knowledge, both hydrogeological and hydrochemical, of the „Levice mineral spring line“. Results of data processing from regime observations of mineral water chemistry together with the assessment of all hydrogeological conditions allowed to point out the main factors of mineral water generation and so to postulate basic criteria for qualitative protection of the mineral water.

Výskyt minerálnej a termálnej vody medzi Hornými Turovcami a Kalinčiakovom v Ipeľskej pahorkatine nazval O. Hyňie (1963) „levickou žriedlovou líniou“. Minerálne a termálne vody sa priestorovo

viažu na turovsko-levický hrast, jeho čiastkové segmenty, turovský a santovsko-levický (Vass, 1980). Jednotný genetický, a tým aj chemický typ má termálna voda Dudiniec a Santovky a studená kyselka

v Santovke, Slatine a H. Turovciach. Odlišným genetickým typom je termálna voda v Kalinčiakove. Jej výskyt je podmienený čiastkovou priečnou štruktúrou — kalinčiakovským hrastom. Hranice medzi povrchovým výskytom obidvoch typov vody tvorí pravdepodobne predpokladaná línia čela násunu vyšších západokarpatských príkrovov prechádzajúca medzi Santovkou a Domadicami. Na V od nej sa v podloží neogénu vyskytujú horniny veporika s najstarším členom — kryštalinikom hronského komplexu.

Minerálna a termálna voda Santovky je západným okrajovým prejavom vôd zložitého chemizmu s jednotnou genézou pre všetky ostatné žriedlové štruktúry v Slatine, Dudinciach a Horných Turovciach. Známe prírodné vývery studenej kyselky v južnej časti obce zachytáva vrt B-6 s kapacitou $0,4 \text{ l. s}^{-1}$ a využívajú sa v plniarni. Vývery termálnej vody v strede obce (bývalý Malinovec) zachytáva vrt B-3. Termálna voda sa využíva na rekreačné účely. Odporúčaný odber je $8,5\text{--}9 \text{ l. s}^{-1}$ (Orvan — Tkáčik, 1966).

Všeobecné údaje

Priestor výverov minerálnej a termálnej vody v Santovke patrí do Ipeľskej pahorkatiny, ktorá je severným a severovýchodným výbežkom Podunajskej nížiny. Územie je mierne morfológicky členené, s typickým pahorkatinným reliéfom s nadmorskou výškou okolo 150 m n. m.

Blízke okolie Santovky odvodňuje potok Búr a jeho pravostranný prítok Ludanský potok a ľavostranný prítok Domadický potok. Koryto potoka Búr sleduje v Santovke smer SZ—JV, v priestore travertínovej kopy v obci sa stáča temer do smeru S—J. Smer SZ—JV má aj Ludanský potok pred sútokom s potokom Búr.

Okolie Santovky klimaticky patrí medzi oblasti teplé, mierne suché, s miernou zi-

mou. Zrážkovo možno okolie Santovky charakterizovať dlhodobým ročným zrážkovým priemerom 589 mm (1931—1961). Priemerná ročná teplota je $9,4^\circ\text{C}$.

Vývery minerálnej vody sa viažu na miestnu eróznú bázu v údolí potoka Búr v nadmorskej výške okolo 145—148 m n. m. Pôvodné vývery termálnej vody boli v miestach travertínovej kopy, nachádzajúcej sa po obidvoch stranách údolia potoka Búr v nadmorskej výške okolo 149 m n. m.

Geologická stavba okolia Santovky

Podložie neogénnych bádenských a sarmatských uloženín budujú horniny hronského komplexu veporika, ktoré podľa vrtu ŠV-8 (Dolné Semerovce) tvoria paleozoické metamorfity. V ich nadloží sú permské pestré bridlice, bridličnatý pieskovec, arkóza, kremitý zlepenec, kremenec a kremité bridlice spodného triasu.

Neogén leží na starších útvaroch diskordantne. Uloženíny neogénu staršie ako báden pravdepodobne nie sú vyvinuté, pretože okolie Santovky bolo od egenburgu po spodný báden súčasťou šahanskej elevácie (Gabčo — Vass, 1965).

V bezprostrednom okolí Santovky vystupujú na povrch uloženiny spodného báden a sarmatu.

Horniny bádenu zastihnuté vrtmi majú pestrý litologický vývoj. Striedajú sa tu polohy ílu, ílovca, tufitu, tufitického pieskovca, zistil sa aj vápenec.

Takmer pre všetky vrty je typická prítomnosť karbonatických hornín, a to v rozličnej hĺbke pod terénom. Ide o horniny svetlohnedej fabry, silne navetrané a so zátekmi oxidov Fe na puklinách. Štruktúra hornín je kalová až mikrokryštalická, resp. detriticko-kryštalická. Horniny obsahujú rudný pigment a časté sú v nich kryštáliky dolomitu a akesorické zrná kremeňa. Karbonatické horniny opi-

sovaného typu vytvárajú tenké polohy, resp. sú vo forme úlomkov často v spojitosti so zeleným tuhým ílom. Horniny obdobného charakteru, zistené staršími prieskumnými prácami, pokladá J. Orvan (1965) za kavernózne vápenec vylúhovaný presahujúcou vodou. Je aj názor, že ide o tzv. fosílny travertín prekrytý vulkanickými horninami.

Podľa mikropaleontologických rozborov vzoriek z vrtu B-10 a B-11 možno aj karbonatické horniny zaradiť do bádenu. Ide pravdepodobne o tie isté horniny, ktoré zastihol vrt B-3 v hĺbke okolo 60 m.

Bádenské sedimenty postihla silná premena. Íl vykazuje známky kaolinizácie. Na základe chemických petrografických rozborov vzoriek hornín z vrtu B-4 sa konštatovalo (Orvan, 1965), že sedimentárno-vulkanický komplex podľahol rozsiahlym procesom premeny. Pritomnosť kaolinického materiálu v povrchových partiách a postupné pribúdanie montmorilonitových typov smerom nadol svedčí o geochemickej zonalnosti komplexu.

Sarmat je diskordantne uložený na rozličných členoch bádenu, resp. na mezozoiku. Litologicky je to pestré súvrstvie s nepravidelným striedaním sa slienitého ílu, kremitého a andezitového zlepenca, vápnitého pieskovca, tufitického ílu, pieskovca a piesku. V spodnom sarmate sa v okolí Santovky vyskytujú horniny diatomického typu.

Kvartérne uloženiny tvoria takmer súvislý pokryv neogénnych sedimentov. Vyvinuté sú vo forme fluviaálnych uloženín potoka Búr, Ludanského a Domadického potoka. Pod ich hlinítmí naplaveninami je poloha rašeliny. Štrkové polohy nie sú výrazne vyvinuté.

Pomerne rozšírený je v Santovke travertín, a to v miestach zaniknutých výverov minerálnej vody. Výskyt travertínu je sústredený na okolie vrtu B-9, B-3, B-12, ďalší väčší výskyt je v priestore medzi

Ludanským potokom a potokom Búr. Pomerne rozsiahlu travertínovú kopu navrtal vrt B-5, B-6, B-7, B-10. Menšie výskyty sú v údolí potoka Búr v blízkosti vrtu B-13. Z ďalších kvartérnych sedimentov je tu zastúpená svahová hlina a sutina, prevažne s úlomkami travertínu.

Jednou z hlavných poruchových línií, ktorá je zároveň aj prírodnou líniou CO₂, je porucha smeru SZ—JV, prebiehajúca údolím potoka Búr. CO₂ bol zistený vo všetkých vrtoch situovaných v jeho údolí.

Pravdepodobne tu ide o širšie poruchové pásmo, resp. o dve súbežné poruchy. Morfologicky tejto línií zodpovedá údolie Ludanského potoka, ale tu sa zvýšený obsah CO₂ ani v pôdnom vzduchu ani v podzemnej vode nezistil.

Podľa výsledkov VES prostredie odporovo odlišné od neogénnych sedimentov v typickom pestrom vývoji vystupuje do hĺbky okolo 50 m pod terén. Smerom SV—JZ toto bližšie neidentifikované prostredie klesá a môže reprezentovať kolekto-ry s vyššie mineralizovanou vodou.

Tektonickú líniu smeru SV—JZ indikujú zaniknuté vývery minerálnej vody a travertínové kopy pri vrte B-13 (Ivan, 1952). Porucha obdobného smeru sa dá predpokladať približne v línií vrtu B-10, B-3, B-13. Tvorí pravdepodobne juhovýchodné ohraničenie výskytu travertínu. Priebeh tektonických línií spolu so situáciou vrto-ov vyhlíbených v okolí Santovky je na obr. 1.

Hydrogeologické pomery okolia Santovky

Podzemné vody okolia Santovky možno podľa chemického zloženia (mineralizácie) a fyzikálnych vlastností rozdeliť na:

a) obyčajnú podzemnú vodu kvartérnych a neogénnych uloženín s mineralizáciou 650—850 mg.l⁻¹,

b) studenú kyselku, slabo mineralizova-

nú, s premenlivou mineralizáciou v rozpätí 1400—5000 mg.l⁻¹ a s teplotou 14—16 °C,

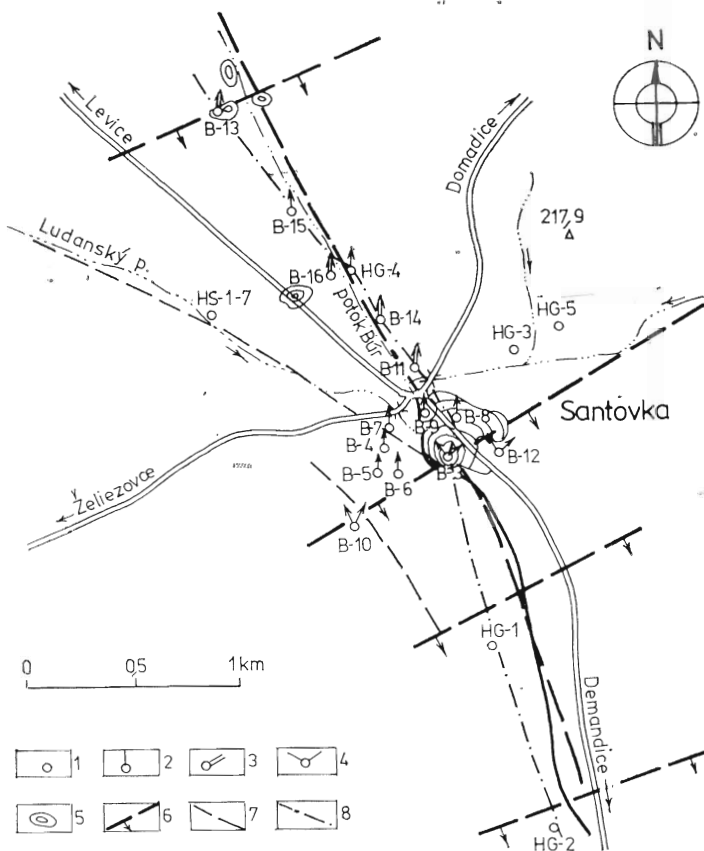
c) studenú kyselku, stredne mineralizovanú, s mineralizáciou 6000—6800 mg.l⁻¹ a teplotou 15—16 °C,

d) veľmi nízkotermálnu kyselku, stredne mineralizovanú, s mineralizáciou 6000 až 6200 mg.l⁻¹ a s teplotou 26,5—27,5 °C.

V tab. 1 je prehľad chemického zloženia podzemnej vody Santovky s uvedením maximálnych a minimálnych koncentrácií rozpustených látok vo vode vybraných vrtov.

Toto rozdelenie podzemnej vody zodpovedá aj odlišnému prostrediu tvorby a obehu vody čo do hĺbky, hydrogeologickej charakteristiky kolektorov a vzťahu

k tektonike územia. Obyčajná podzemná voda sa viaže na neogénne aj kvartérne uloženiny. Najpriaznivejšie zvodnenie majú polohy tufitického pieskovca sarmatu s pórovou priepustnosťou. Podzemná voda má voľnú hladinu v miestach, kde pieskovec vystupuje na povrch. Tam, kde sa pieskovec strieda s pelitickými sedimentmi, má negatívnu výtláčnú úroveň v jednom až dvoch kolektoroch (do hĺbky 35 m). Obyčajná voda sa zistila aj vo vrchných polohách bádenu vo vrtoch zachytávajúcich minerálnu vodu v údolí potoka Búr (vrt B-16) a v kvartéri jeho poriečnej nivy. Hydrochemicky ide o vodu typu hydrouhličitanovo-vápenato-horečnatú s mval 0/0 zastúpením zložiek



Obr. 1. Situácia vrtov v okolí Santovky. 1 — vrty s obyčajnou vodou, 2 — vrty s minerálnou vodou typu Santovky, 3 — vrty so stredne mineralizovanou vodou, 4 — vrty s nízko termálnou vodou, 5 — travertín, 6 — zistené tektonické línie, 7 — predpokladané tektonické línie, 8 — línia geologického rezu

Fig. 1. Sketch map of well location in the Santovka area. 1 — well with common water yield, 2 — well with mineral water yield of the Santovka type, 3 — well with moderately mineralized water yield, 4 — well with low-thermal water yield, 5 — travertine, 6 — tectonic line proved, 7 — tectonic line presumed, 8 — geological profile line

$$M \ 0,844 \text{ g.l}^{-1} \frac{\text{HCO}_3^- \ 91}{\text{Ca}^{2+} \ 58 \ \text{Mg}^{2+} \ 28} \ T \ 14^\circ \text{C}$$

Výskyt studenej kyselky s premenlivou mineralizáciou sa viaže na bádenské sedimenty do hĺbky 40—46 m. Úroveň navŕtania, resp. prítoky minerálnej vody do vrtov sú v rozličnej hĺbke pod terénom, takže nemožno hovoriť o jednom kolektore. Aj výtláčná úroveň sa mení v závislosti od možnosti vertikálneho medzivrstvového pretekania.

Typickým zástupcom studenej kyselky je minerálna voda Santovka, zachytená v hĺbke 24—41 m (vrt B-6).

Medzné hodnoty mval ‰ zastúpenia zložiek sú nasledujúce:

$$M \ 2,83 \text{ g.l}^{-1} \frac{\text{HCO}_3^- \ 72 \ \text{SO}_4^{2-} \ 14}{\text{Ca}^{2+} \ 48 \ \text{Na}^+ \ 28,5} \ T \ 14^\circ \text{C}$$

$$M \ 4,67 \text{ g.l}^{-1} \frac{\text{HCO}_3^- \ 64 \ \text{Cl}^- \ 20}{\text{Na}^+ \ 40,72 \ \text{Ca}^{2+} \ 38} \ T \ 14,2^\circ \text{C}$$

Studená kyselka sa vyššou mineralizáciou ako predchádzajúca je v karbonatických horninách v hĺbke okolo 42—46 m (vrt B-11 a B-14). Kyselka má pozitívnu výtláčnú úroveň s prelevom do 0,2 l.s⁻¹. Pre stredne mineralizovanú studenú kyselku je charakteristická prítomnosť H₂S. Mval ‰ zastúpenie zložiek vo vode z vrtu B-11 a B-14 je takéto:

$$M \ 6,26 \text{ g.l}^{-1} \frac{\text{HCO}_3^- \ 64 \ \text{Cl}^- \ 21}{\text{Na}^+ \ 44,5 \ \text{Ca}^{2+} \ 30}$$

$$\text{H}_2\text{S} \ 4,35 \text{ mg.l}^{-1}$$

$$T \ 16^\circ \text{C}$$

Od vody z vrtu B-11 a B-14 sa chemizmom čiastočne odlišuje studená kyselka z vrtu B-13 z hĺbky 25,5. Má zo všetkých doteraz zistených minerálnych vôd v Santovke najvyššiu mineralizáciu. Podľa mval ‰ zastúpenia zložiek:

$$M \ 6,82 \text{ g.l}^{-1} \frac{\text{HCO}_3^- \ 50,3 \ \text{Cl}^- \ 28,4 \ \text{SO}_4^{2-} \ 21,1}{\text{Na}^+ \ 47,6 \ \text{Ca}^{2+} \ 30,6} \ T \ 16^\circ \text{C}$$

Je to voda hydrouhličitanovo-chlorido-vo-síranová, sodno-vápenatá. Vo vode sa zistil H₂S. Vrt je v silne preplynenom po-

ruchovom pásme.

Veľmi nízko termálna kyselka sa obehom a akumuláciou viaže na karbonatické horniny bádenu. Pôvodné prírodné vývery zachytáva vrt B-3, ktorý v hĺbke 65,5 m zastihol silne zvodnené poruchové pásmo. Erupcia z vrtu a prelev s počiatočnou výdatnosťou okolo 50 l.s⁻¹ spôsobili zníženie tlakovej úrovne a zánik prírodných výverov medzi Santovkou a obcou Bory. Veľká výdatnosť na preleve vrtu B-3 svedčí o tom, že karbonatické horniny sú silne porušené alebo pravdepodobne aj skrasovatené.

Chemicky ide o hydrouhličitanovo-chloridovú sodno-vápenatú sírnu vodu s nasledujúcim mval ‰ zastúpením zložiek:

$$M \ 6,23 \text{ g.l}^{-1} \frac{\text{HCO}_3^- \ 62,98 \ \text{Cl}^- \ 22,32}{\text{Na}^+ \ 45,8 \ \text{Ca}^{2+} \ 30,72}$$

$$\text{H}_2\text{S} \ 6,52 \text{ mg.l}^{-1}$$

$$T \ 26,5^\circ \text{C}$$

Podľa teploty sa usudzuje o hĺbke obehu 450 m. Chemické zloženie podzemných vôd Santovky vyjadruje obr. 2.

Piezometrické pomery a s nimi úzko súvisiaca hydrodynamika obyčajnej a minerálnej vody sú rozhodujúcimi faktormi pre výsledný chemizmus studenej kyselky s premenlivou mineralizáciou.

Z hodnotenia čerpacích skúšok vypočítané koeficienty prietochnosti a parametre pretekania určené pomocou typových kriviek charakterizujú filtračné pomery bádenských uloženín, prostredia obehu minerálnej vody. V tab. 2 je ich prehľad a prehodnotené výpočty zo starších prác (Melioris et al., 1974).

Podľa hodnôt parametra pretekania možno bádenské sedimenty v okolí Santovky charakterizovať vertikálnym medzivrstvovým pretekaním. To spôsobuje netesnosť stropu a podložia kolektora a ich tektonické porušenie.

Pretekanie potvrdzujú zmeny chemizmu minerálnej vody počas čerpacích skúšok a zmeny mineralizácie vrstvovej vody zis-

tené v priebehu hĺbenia hydrogeologických vrtov, ako aj počas dlhodobých režimných meraní.

Z výsledkov dlhodobých režimných meraní sa zistilo, že viac mineralizované vody (vrt B-3 a B-13) majú ustálený režim tlaku, resp. hladín podzemnej vody, obsahu CO_2 aj mineralizácie. Minerálne vody typu Santovka sú ovplyvňované temer bezprostredne atmosferickými zrážkami. Vo vrte HG-4, B-11 a v sledovaných vybratých súkromných studniach so zvyšovaním hladiny podzemnej vody klesá obsah CO_2 a mineralizácia.

Zmena hladiny obvyčajnej podzemnej

Prehľad hydrogeologických parametrov
Review of hydrogeological parameters

Tab. 2

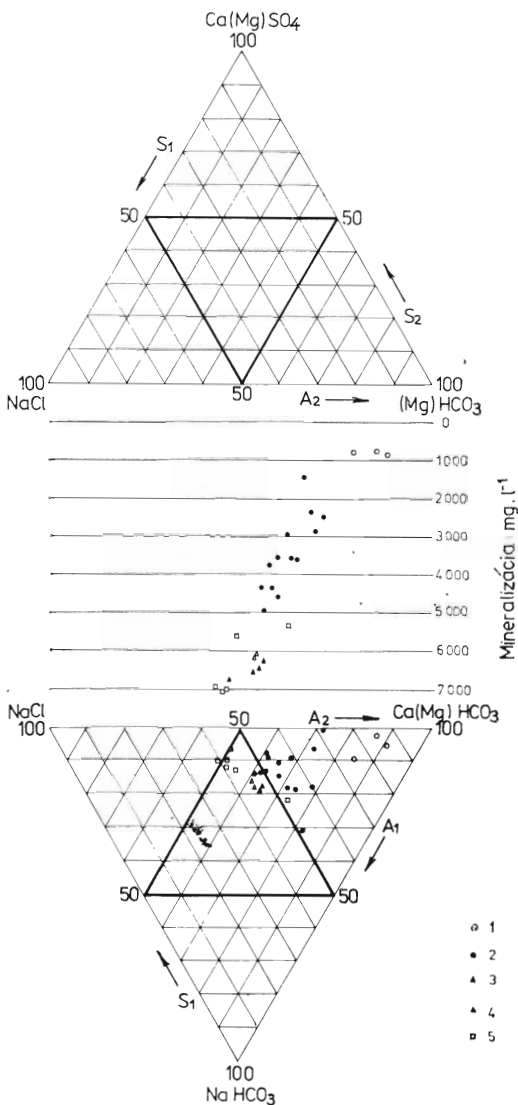
Vrt	T ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	r/B	Skúšaný úsek
HG-4	$1,0-2,2 \cdot 10^{-4}$	0,1	13,4—19,0 m
B-4	$2,8 \cdot 10^{-6}$	0,2	22,5—25,0 m
B-5	$6,4 \cdot 10^{-5}$	0,15	12,5—15,07 m
	$5,1 \cdot 10^{-5}$	0,2	12,6—16,6 m
B-6	$1,5-3,6 \cdot 10^{-4}$	0,2	10,7—41,3 m
B-7	$2,0 \cdot 10^{-5}$	0,1	12,5—15,5 m
B-7	$5,5 \cdot 10^{-6}$	0,3	15,0—18,9 m
B-11	$4,5-5,7 \cdot 10^{-5}$	0,15	16,5—24,8 m
B-15	$2,82 \cdot 10^{-4}$	0,15	2 — 12,0 m
B-16	$9,88 \cdot 10^{-5}$	0,15	5 — 10,0 m
	$4,98 \cdot 10^{-5}$	0,15	15 — 20,0 m
	$3,04 \cdot 10^{-5}$	—	25 — 35,0 m
HG-1	$5,6 \cdot 10^{-4}$	—	10 — 13,5 m
	$4,74 \cdot 10^{-4}$	—	24 — 28,5 m
	$5,2 \cdot 10^{-3}$	—	10 — 33,0 m
HG-2	$6,05 \cdot 10^{-5}$	—	8 — 10,0 m
			24 — 34,0 m

Obr. 2. Klasifikačný diagram minerálnych vôd levicekej žriedlovej línie. 1 — obyčajná voda, 2 — minerálna voda s premenlivou mineralizáciou, 3 — nízko termálna voda, 4 — studená stredne mineralizovaná minerálna voda, 5 — ostatná geneticky zhodná voda levicekej žriedlovej línie

Fig. 2. Classification diagram of mineral water types along the "Levice mineral spring line". 1 — common water, 2 — mineral water of fluctuating mineralization degree, 3 — low-thermal water, 4 — cold mineral water, moderately mineralized, 5 — other sources of common origin in the "Levice mineral spring line" area

vody v kvartéri a neogéne vyvoláva zmenu vzájomného výskového pomeru tlakovej úrovne podzemnej vody v kolektore s vyššie mineralizovanou minerálnou vodou a spôsobuje zmeny v mineralizácii vody kolektorov charakterizovaných medzivrstvovým pretekaním.

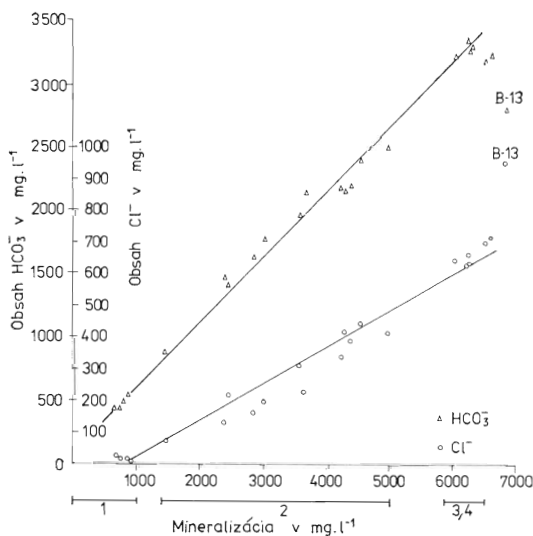
Zo statických podmienok nastáva vertikálne pretekanie smerom nahor, tam, kde je výtláčná úroveň vyššie mineralizova-



nej vody vyššia ako obyčajnej vody.

Výtlačná úroveň minerálnej vody v medzivrstvovo pretekavých kolektoroch určuje približne aj mineralizáciu vody. Čím viac sa približuje k hodnote výtlačnej úrovne vyššie mineralizovanej vody, tým je mineralizácia vyššia. To znamená, že v oblasti prirodzených výverov minerálnej vody je mineralizácia studenej kyselky najvyššia. S postupom hĺbenia vrtov sa v týchto miestach mení chemizmus s hĺbkou iba nepodstatne. Naopak, kde niet prirodzených výverov, s hĺbkou mineralizácia studenej kyselky narastá.

Pri dynamických zmenách hladiny podzemnej vody (pri čerpaní), keď sa tlaková úroveň minerálnej vody znižuje, je pre tvorbu mineralizácie rozhodujúci pomer



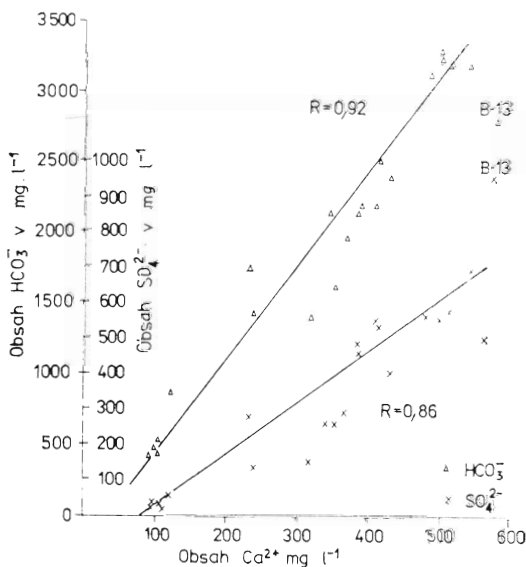
Obr. 3. Obsah hlavných aniónov v závislosti od mineralizácie vody. 1 — obyčajná voda, 2 — minerálna voda s premenlivou mineralizáciou, 3, 4 — stredne mineralizovaná minerálna voda a nízko termálna voda

Fig. 3. Relation between total mineralization and anion content. 1 — common water, 2 — mineral water of fluctuating mineralization degree, 3, 4 — mineral water, moderately mineralized and low-thermal water

hladiny obyčajnej podzemnej vody k tlaku minerálnej vody v kolektoroch charakterizovaných medzivrstvovým pretekaním, čo, prirodzene, navyše ešte ovplyvňujú režimové zmeny hladiny obyčajnej vody v kvartéri a neogéne.

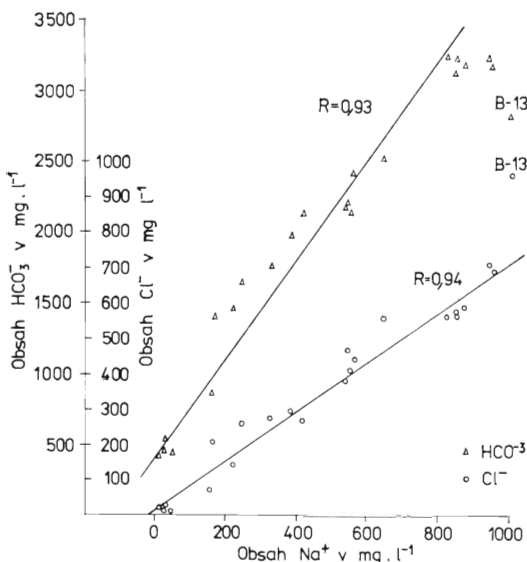
Opísaný mechanizmus tvorby chemizmu minerálnej vody typu Santovka dokumentujú obr. 3, 4, 5, znázorňujúce pomer medzi celkovou mineralizáciou a obsahom iónov HCO_3^- , Cl^- obsahom Ca^{2+} a HCO_3^- , SO_4^{2-} a obsahom Na^+ a HCO_3^- , Cl^- . Z nich jednoznačne vyplýva miešanie vody hlbšieho obehu s obyčajnou vodou. Zo schémy sa vymyká iba voda z vrtu B-13, kde rast HCO_3^- a Cl^- nezodpovedá tendencii ostatných vrtov (pokles HCO_3^- je spôsobený rastom SO_4^{2-} a Cl^- iónov).

Tvorbu minerálnej vody v Santovke možno vysvetliť nasledujúco: Minerálna voda hlbšieho obehu, teplejšia a s vyššou mineralizáciou, je pretláčaná do plytších polôh a tam sa mieša s obyčajnou vodou.



Obr. 4. Obsah SO_4^{2-} , HCO_3^- v závislosti od obsahu Ca^{2+}

Fig. 4. Contents of SO_4^{2-} and HCO_3^- in relation to Ca^{2+}



Obr. 5. Obsah HCO_3^- , Cl^- v závislosti od obsahu Na^+

Fig. 5. Contents of HCO_3^- and Cl^- in relation to Na^+

Prejavuje sa ako voda typu Santovky s mineralizáciou, ktorá kolíše v závislosti od opísaných tlakových pomerov.

Rozdielna teplota vody s vyššou mineralizáciou sa dá vysvetliť tak, že vrt B-3 zachytil termálnu vodu na jej výstupnej ceste, kde je pri veľkej výdatnosti ochladzovanie pri výstupe malé, resp. nijaké. Oveľa nižšiu výdatnosť studenej kyselky obdobného chemizmu spôsobuje prestup vody do plytších, menej porušených polôh (schému uvádza obr. 6), v ktorých sa voda ochladzuje.

Hydrochemická charakteristika obvyčajnej a minerálnej vody Santovky

Podľa chemického zloženia možno vyčlenené typy podzemnej vody v Santovke na základe zastúpenia jednotlivých zložiek v zmysle klasifikácie Palmera — Gaz-

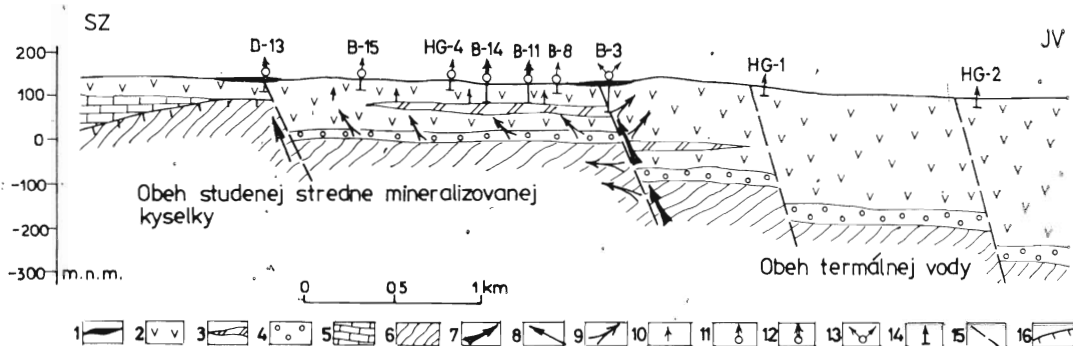
du (Gazda, 1971) charakterizovať nasledujúco:

1. Obyčajná podzemná voda je základného výrazného $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ typu so zastúpením zložky A_2 na 67—86 %.

2. Studená kyselka s premenlivou mineralizáciou je základného nevýrazného $\text{Ca}-(\text{Mg})-\text{HCO}_3$ typu. So znižovaním mineralizácie je zreteľný prechod k narastaniu S_1 zložky až po 36 % zastúpenie vo vode. V zásade sa pri narastaní mineralizácie dodržiava pomer $\text{S}_1(\text{Cl}) > \text{S}_1(\text{SO}_4)$ až $\text{S}_1(\text{Cl}) \doteq \text{S}_1(\text{SO}_4)$.

3. Studená stredne mineralizovaná kyselka a veľmi nízko termálna voda sú prechodného typu, s prevládajúcou A_2 zložkou v rozpätí 43—47 %, zložka S_1 je zastúpená na 35—39 %. Výnimku tvorí voda z vrtu B-3, ktorá je zmiešaného typu, s prevahou A_2 zložky, pričom pomer $\text{S}_1(\text{Cl}) > \text{S}_1(\text{SO}_4)$. Zložitý chemizmus vody z vrtu B-3 a ostatnej vody „levickej žriedlovej línie“ sa vysvetľoval (Hynie, 1963) tak, že sa pôvodná voda karbonatických komplexov mezozoika pri prestupe neogénymi uloženinami metamorfuje za spolupôsobenia iónovymeny. M. Maheľ (1952) vysvetľuje pôvod vody v Santovke, Dudinciach a Slatine z hydrogeochemického a geotektonického hľadiska. Na základe vysokej mineralizácie vody vyslovuje domnienku, či sčasti nejde o naftovú vodu. V prípade, že by išlo o vyslovene vadóznu vodu, predpokladá pri jej prítoku z J zvýšenie mineralizácie vody karbonatických komplexov v oligocéne (ide o zložku Na^+ , Cl^- , B^- , J^- , Br^-). Za predpokladu prítoku vody zo S (čo uvádza ako menej pravdepodobné) je možné zvýšenie mineralizácie vody karbonatických komplexov v helvéte, kde sú možnosti výskytu soľných a sadrovcových polôh.

Ale novšie zistenie vody obdobného typu vo vrte ŠV-8 (Dolné Semerovce), vo vrte BB-1, 2 (Slatina) a B-10, 11, 13, 14 a 16 (Santovka) poukazuje na fakt, že ide o vodu



Obr. 6. Schematický hydrogeologický profil žriedlovej štruktúry Santovky. 1 — travertín — kvartér, 2 — neogén v celku, 3 — karbonátové polohy v bádeni, 4 — zlepenec — báden, 5 — karbonatické horniny vyšších západokarpatských príkrovov, 6 — veporikum vcelku, 7 — výstup termálnej vody, 8 — výstup studenej minerálnej vody, 9 — prestup termálnej vody do vyšších polôh, 10 — kolektory charakterizované medzivrstvovým pretekaním, 11 — vrty s minerálnou vodou typu Santovka, 12 — vrty so stredne mineralizovanou minerálnou vodou, 13 — vrty s nízko termálnou vodou, 14 — vrty zachytávajúce obyčajnú vodu, 15 — tektonické línie, 16 — násunová línia západokarpatských príkrovov

Fig. 6. Schematic hydrogeological section of the Santovka mineral spring structure. 1 — travertine, Quarternary, 2 — Neogene, undivided, 3 — carbonate layer in the Badenian sequence, 4 — conglomerate, Badenian, 5 — carbonate rocks of upper West Carpathian nappes, 6 — Veporic, undivided, 7 — thermal water yield, 8 — cold mineral water yield, 9 — thermal water passage into upper horizons, 10 — collector characterized by interlayer water flow passage, 11 — well with mineral water yield of the Santovka type, 12 — well with moderately mineralized water yield, 13 — well with low-thermal water yield, 14 — well trapping common water, 15 — fault, 16 — overthrust line of West Carpathian nappes

chemicky definitívne sformovanú v primárnom prostredí obehu, ktorým je súvisle zvodnený báden — bazálne klastiká, podložný trias, kremenec a pravdepodobne aj perm. O. Franko — S. Gazda (1967) predpokladajú, že pôvod síranov v stredne mineralizovanej vode z vrtu ŠV-8 pri neprítomnosti sadrovcových polôh v mezozoiku môže byť z polôh aleuritického ílu, lokálne obohateného sadrovcem, zisteného vo vrte ŠV-8. Obsah síranov by podľa nich mohol byť nepriamym dôkazom o migrácii bádenskej vody do podložných kolektorov.

Nedostatok hlbších hydrogeologických vrstiev v priestore „levicej žriedlovej línie“ neumožňuje vyjadriť sa ku genéze stredne mineralizovaných vôd, ktoré možno považovať za primárne, jednoznačne, lebo nižšie mineralizované kyselky s premenlivou

mineralizáciou, ako sme už uviedli, vznikajú miešaním primárnej vody s obyčajnou vodou ako dôsledok medzivrstvového pretekania.

Ďalšie úvahy vysvetľujúce tvorbu minerálnej vody vychádzajú z najnovších poznatkov z plytkých vrstiev žriedlových lokalít Santovka, Slatina a starších materiálov z Dudiniec a z vrtu ŠV-8. Jednotný genetický typ vyššie mineralizovanej vody dokumentuje tab. 3, v ktorej sa uvádza chemické zloženie aj ostatnej vody „levicej žriedlovej línie“. Tieto vody možno zaradiť do zmiešaného typu s prevahou Ca-HCO_3 zložky.

Z výsledkov termodynamických výpočtov v systéme voda — hornina — atmosféra sme sa pokúsili určiť základné procesy formujúce chemické zloženie podzemnej

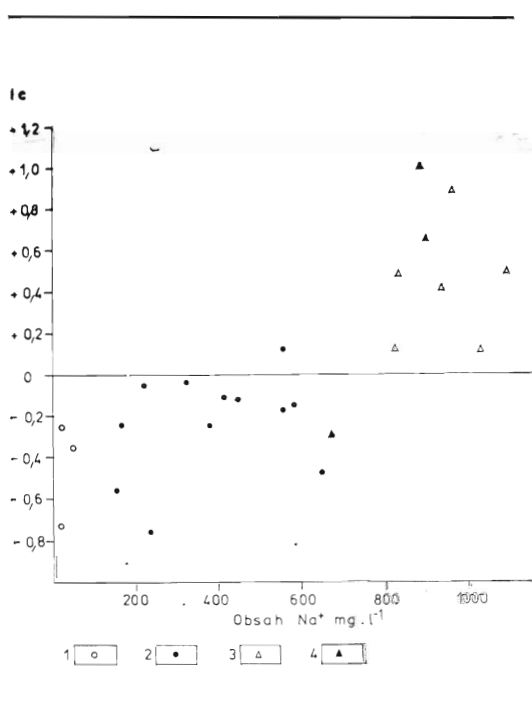
Chemizmus minerálnej vody levicekej žriedlovej línie
Chemistry of mineral waters in the "Levice mineral spring line" area

Tab. 3

Lokalita	D. Semerovce		Slatina		Dudince
vrť	ŠV-8 perm	ŠV-8 verfén	BB-1 verfén	BB-2 báden	S-3 verfén + báden
Mineralizácia mg.l ⁻¹	6934	7027	5572,5	7090	5339,4
Na ⁺	1266,7	1302,1	819,3	1090,3	666,0
K ⁺	81,5	120,0	161,6	216,0	134,4
Ca ²⁺	440,9	370,1	407,21	539,0	506,61
Mg ²⁺	194,6	243,2	152,7	168,3	141,05
Fe ²⁺	50,0	55,6	0,47	4,96	0,17
Mn ²⁺	st.	1,1	0,16	0,12	0,0
Cl ⁻	1134,4	1169,8	766	1010,0	315,67
SO ₄ ²⁻	808,2	822,2	593,8	783,5	536,76
HCO ₃ ⁻	2952,4	2970,7	2587,2	3179,0	3001,2
S _t (celkom)	49	50,7	44,52	46,34	29,55
S _t (Cl)	32,0	33,4	28,21	29,39	12,78
S _t (SO ₄)	17,05	17,3	16,19	16,83	16,63
A _t	8,30	9,7	12,43	11,73	17,46
A ₂	40,0	37,5	43,01	41,90	52,96

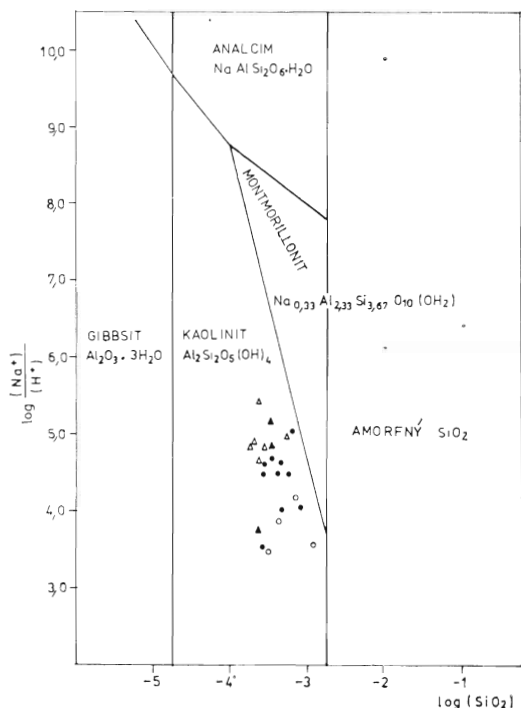
vody Santovky (v grafoch sa berú do úvahy aj analýzy z ostatných lokalít levicekej žriedlovej línie).

Zo závislosti Na⁺ od I_c (obr. 7) je zrejmé, aj keď nie celkom jednoznačne, posun k rovnovážnemu stavu, ba až k stavu presýtenia so vzrastom obsahu Na⁺. To indikuje, že Ca²⁺ a Na⁺ majú pravdepodobne sčasti spoločný genetický pôvod, a tým je hydrolytický rozklad silikátov. Bližšie to dokumentuje obr. 8. Zo stabilitného diagramu systému Na₂O — H₂O — Al₂O₃ — SiO₂ vidieť, že sa minerálne a termálne vody približujú k fázovému rozhraniu Na —



Obr. 7. Závislosť obsahu Na⁺ od I_c. 1 — obyčajná voda, 2 — minerálna voda s premenlivou mineralizáciou, 3 — nízko termálna voda, 4 — studená stredne mineralizovaná minerálna voda

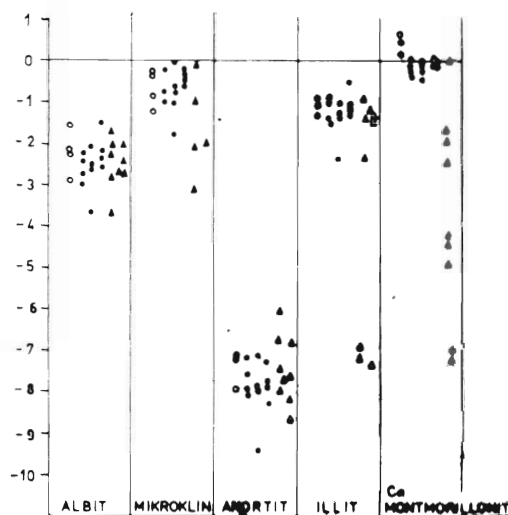
Fig. 7. Relation between Na⁺ content and the I_c value. 1 — common water, 2 — mineral water of fluctuating mineralization degree, 3 — low-thermal water, 4 — cold, moderately mineralized water



Obr. 8. Stabilný diagram systému. $\text{Na}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$
Fig. 8. Stable diagram of the $\text{Na}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ system

montmorillonit — kaolinit. To znamená, že hydrolytický rozklad silikátov v obehovom prostredí dosiahol štádium, keď prestáva byť stabilným aj kaolinit a začína sa tvoriť montmorillonit. Lepšie to vidieť z obr. 9, ktorý znázorňuje rovnovážne stavy aktívnych systémov pri tvorbe chemizmu, a to albit — kaolinit, anortit — kaolinit, mikroklin — kaolinit, illit — kaolinit a Ca-montmorillonit — kaolinit. Analyzované vody sú prevažne ako nenasýtené stavy uvedených systémov. Najmenšie odchýlky od rovnovážneho stavu má obyčajná voda a kyselky s premenlivou mineralizáciou v systéme $I_{\text{cm-k}}$.

Stav blízky nasýteniu pri Ca-montmorillonite potvrdzuje predpoklad vyslovený na základe stabilného diagramu a zároveň



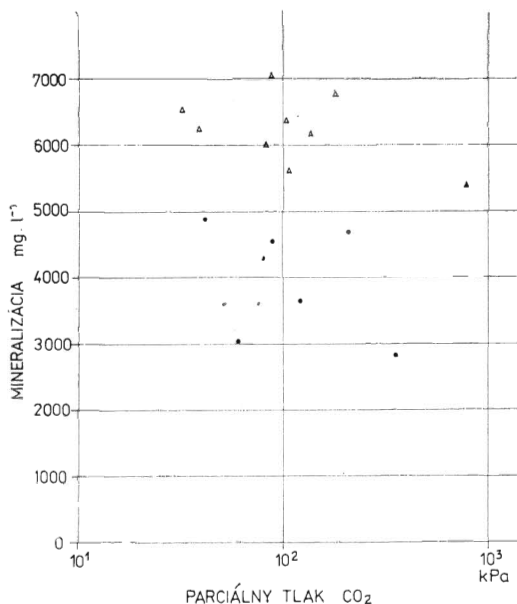
Obr. 9. Rovnovážne stavy systémov. Kaolinit — albit, anortit, mikroklin, illit, Ca-montmorillonit

Fig. 9. Equilibrium states of systems. Kaolinite versus albite, anorthite, microcline, illite and Ca-montmorillonite

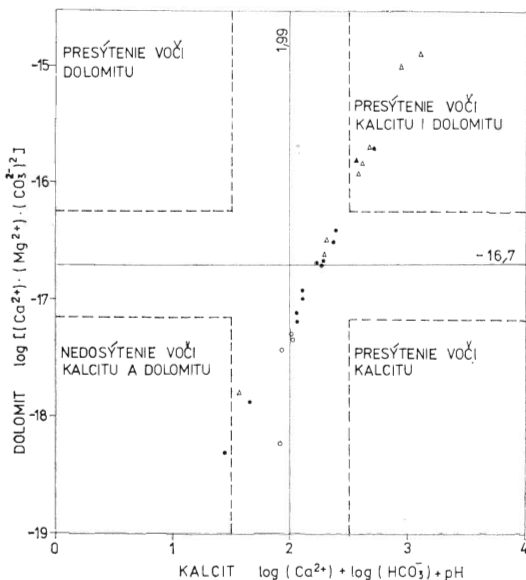
aj čiastočne vysvetľuje geochemickú zonalnosť v horninovom prostredí, kde Ca-montmorillonit môže v dôsledku presýtenia z vody vypadávať.

Podľa obr. 9 podliehajú hydrolytickému rozkladu silikátov predovšetkým živce s prevládajúcou Ab zložkou a An zložka sa uplatňuje podstatne menej. Postupnosť rovnovážnych stavov $I_{\text{cm-k}}$, $I_{\text{Ab-k}}$, $I_{\text{An-k}}$ zodpovedá stabilite týchto minerálov voči hydrolytickým účinkom vody. Obr. 10 uvádza závislosť mineralizácie od parciálneho tlaku CO_2 . Dokumentuje fakt, že pri vyššie mineralizovanej vode mineralizácia menej závisí od parciálneho tlaku CO_2 . Pri kyselke s premenlivou mineralizáciou je táto závislosť výraznejšia a čiastočne vysvetľuje aj posun chemizmu k chemizmu charakteristickému pre poloodkrytú vývetrovú oblasť, odlišnému od vodného chemizmu akumuláčnej oblasti.

Vzťahy nasýtenia ku karbonatickému

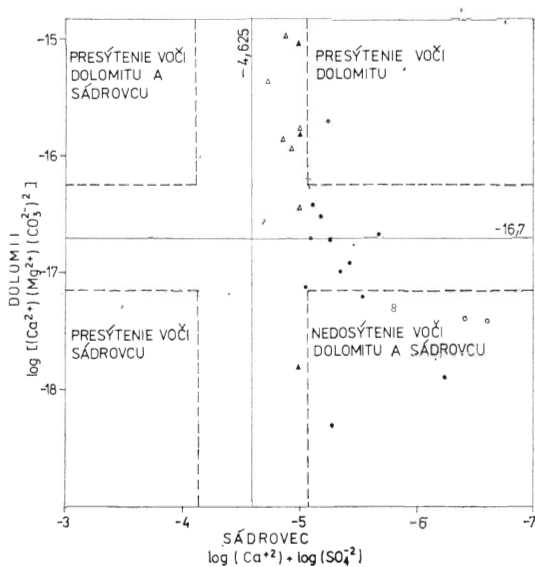


Obr. 10. Závislosť mineralizácie od $p\text{CO}_2$
Fig. 10. Relation between mineralization and $p\text{CO}_2$



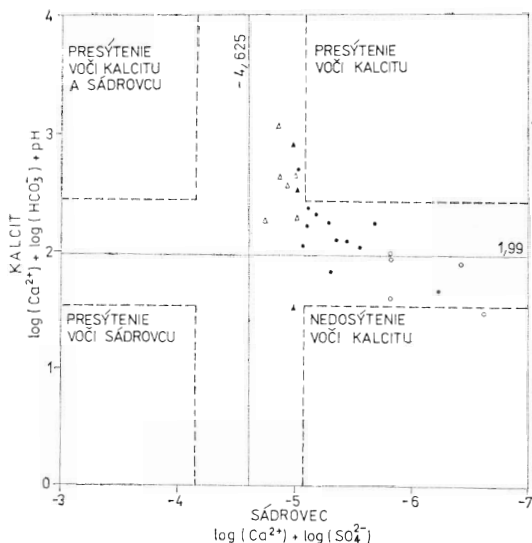
Obr. 11. Vzťah nasýtenia dolomitom a kalcitom
Fig. 11. Relation between dolomite and calcite saturation

prostrediu a k sadrovcu sú na obr. 11, 12, 13. Prevažná časť vôd je presýtená voči kalcitu a dolomitu a prejavuje sa výrazná nedosýtenosť k sadrovcu. Nižšia korelačná závislosť v obsahu Ca^{2+} a SO_4^{2-} ($R = 0,86$), ako aj nižšie hodnoty SO_4/M 0,09—0,14 oproti typickým sulfátogénnym vodám $\text{SO}_4/\text{M} = 0,3—0,4$ potvrdzujú predpoklad O. Franka a S. Gazdu (1968) o pôvode SO_4^{2-} z lokálne sadrovcom obohatených polôh bádenu. Neprítomnosť zložky $\text{S}_2(\text{SO}_4)$ a naopak pomerne stále zastúpenie zložky $\text{S}_1(\text{SO}_4)$ vo všetkých hodnotených vodách levickej žriedlovej línie umožňujú vysloviť predpoklad, že sa zložka Na_2SO_4 dostáva do vody ako výsledok vzájomného pôsobenia vody Na—HCO_3 typu na sadrovec.



Obr. 12. Vzťah nasýtenia dolomitom a sadrovcom
Fig. 12. Relation between dolomite and gypsum saturation

Za predpokladu migrácie bádenskej vody do podložínych kolektorov treba zložke Na—Cl pripísať sčasti marinogénny pôvod. To je v súlade s náhľadom O. Franka



Obr. 13. Vzťah nasýtenia kalcitom a sadrovcom
Fig. 13. Relation between calcite and gypsum saturation

a S. Gazdu (1968), ktorí vylučujú možnosť jednotného pôvodu celého obsahu rozpustných látok v minerálnej vode z vrtu ŠV-8.

Využiteľné množstvo minerálnej vody

Prieskumné práce sa orientovali na získanie studenej nízko mineralizovanej kyselky vhodnej na plnenie. Pri stanovovaní využiteľnej výdatnosti sa vychádzalo z výsledkov dlhodobých a poloprevádzkových čerpacích skúšok, počas ktorých sa sledovali zmeny chemizmu minerálnej vody a obsahu CO_2 v závislosti od zníženia tlakovej úrovne minerálnej vody. Požiadavkám ČSN 868 000 chemickým zložením vyhovuje voda z vrtu B-11, B-14, B-15 a HG-4. Nízky obsah CO_2 vylúčil z exploatácie vrt B-11 a malá výdatnosť B-14.

Z využiteľných zdrojov kyselky s premenlivou mineralizáciou sa odporučil odber z vrtu HG-4 v množstve $0,45 \text{ l. s}^{-1}$, z vrtu B-15, $0,47 \text{ l. s}^{-1}$. Z vrtu B-13 sa od-

poručil odber $1,25 \text{ l. s}^{-1}$. Pre vysokú mineralizáciu kyselka nezodpovedá požiadavkám ČSN o stolovej minerálnej vode, ale možno ju využívať zmiešanú s vodou z vrtu B-6, HG-4, resp. B-15, a to ako doplnkový zdroj pri nárazovo zvýšenej potrebe minerálnej vody pre plniareň.

Hlavné zásady kvalitatívnej ochrany minerálnej vody

Studená kyselka sa v Santovke zachytáva vo výverovej oblasti minerálnych vôd. Fakt, že ide o poloodkrytú výverovú oblasť, poukazuje na citlivosť režimu minerálnej vody vo vzťahu k obvyčajnej vode a ostatným činiteľom ovplyvňujúcim režim obvyčajnej vody. Kvalitu minerálnej vody ovplyvňuje kolísanie obsahu CO_2 a kolísanie mineralizácie.

V zásade nemožno vylúčiť ani možnosť ohrozenia kvality minerálnej vody prípadným povrchovým znečistením, hlavne podzemnej vody v kvartéri.

Kvantitatívne ovplyvnenie môže byť nepriame (prechodného alebo trvalého charakteru) v dôsledku zhoršenia kvality minerálnej vody. Zhoršeniu kvality minerálnej vody sa v takom prípade dá predísť znížením čerpaného množstva, t. j. zvýšením tlakovej úrovne minerálnej vody na udržanie optimálneho pomeru hladiny obvyčajnej podzemnej vody a tlakovej úrovne minerálnej vody. Prechodné kvantitatívne ovplyvnenie môže byť v dôsledku pravidelných režimových zmien obvyčajnej podzemnej vody. Trvalý vplyv na kvalitu zdrojov by mohli mať významnejšie vodohospodárske úpravy v okolí výverovej oblasti.

Ochrana minerálnej vody v Santovke zásadne závisí od optimálnych vzájomných tlakových pomerov medzi vyššie mineralizovanou kyselkou a nízko termálnou kyselkou, kyselkou s premenlivou minerali-

zácíou a obyčajnou podzemnou vodou. To sa dá dosiahnuť:

- dodržiavaním konštantnej tlakovej úrovne vyššie mineralizovanej vody reguláciou odberu z vrtu B-3,
- zamedzením nadmerného odberu obyčajnej vody z kvartéru a kolektorov neogénu v blízkosti výverovej oblasti,
- zamedzením vodohospodárskych úprav, ktoré by znamenali zníženie alebo zvýšenie hladiny obyčajnej vody,
- dôsledným dodržiavaním režimu exploatacie daným optimálnym znížením tlakovej hladiny minerálnej vody v exploatovaných zdrojoch.

Recenzoval O. Franko

LITERATÚRA

- Franko, O. — Gazda, S. 1967: Hydrogeologické odskúšanie vrtu ŠV-8 v Dolných Semerovciach. (Čiastková záverečná správa.) *Manuskript — Geofond, Bratislava*, 15 s.
- Franko, O. — Gazda, S. — Michalíček, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ*, 188 s.
- Henzel, J. 1951: Balneografia Slovenska. *Bratislava, VSAV*, s. 175—180.
- Hyánková, K. — Krahulec, P. — Melioris, L. 1969: Minerálne a termálne vody „Levickej žriedelnej línie“. In: *Zbor. prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch*, s. 191—197.
- Hyníe, O. 1963: Hydrogeologie. II. díl. Minerální vody. *Praha, ČSAV*, s. 651—669.
- Ivan, L. 1952: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. *Geol. práce Štát. geol. úst.*, s. 5—17.
- Maheľ, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 27, 59 s.
- Maheľ, M. 1952: Slané vody pri južnom okraji Krupinskej vrchoviny. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 32, s. 23—29.
- Melioris, L. et al., 1974: Minerálne a termálne vody „Levickej žriedelnej línie“. (III. čiastková správa.) *Manuskript — Slovačotermá*, 98 s.
- Orvan, J. 1962: Správa o možnosti získať nový zdroj minerálnej vody v Santovke. *Manuskript — IGHP Žilina*, 35 s.
- Orvan, J. — Dolník, V. 1965: Hydrogeologický prieskum minerálnych vôd v Santovke. *Manuskript — IGHP Žilina*, 65 s.
- Orvan, J. — Tkáčik, P. 1966: Deštrukcia a ochrana režimu minerálnej vody v Santovke. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 38, s. 165—174.
- Orvan, J. 1969: Nové poznatky z hydrogeologického prieskumu santovsko-malinoveckej žriedlovej sústavy. In: *Zbor. prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch*, s. 422—430.
- Porubský, A. 1969: Minerálne vody v Santovke a možnosti rozšírenia ich exploatacie. *Manuskript — autor*, 47 s.
- Porubský, A. — Hlavatý, Z. — Oberanuer, M. 1969: Hydrogeologická pozícia termálnych vôd v Kalinčiakove a ich výskum. In: *Zbor. prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch*, s. 208—220.
- Pospíšil, Z. 1971: Zpráva o plynové prospekci v oblasti Santovky. *Manuskript — Geotest Brno*, 8 s.
- Vass, D. et al., 1980: Niektoré črty geologického vývoja podunajskej panvy. In: *Materiály XXIII. celoštátnej geologickej konferencie SGS. Bratislava, GÚDŠ*, s. 141—152.

Hydrogeological and hydrochemical experience from prospecting in the Santovka source area

ZORA BONDARENKOVÁ

Hydrogeological prospecting in the Santovka mineral spring area (South Central Slovakia) aimed at assuring mineral water supply for bottling purposes. The result led

moreover to new hydrogeological and hydrochemical knowledge of the whole area.

Cold mineral water yields and sources of low-thermal water in the Santovka mineral

spring area participate on the so called "Levice mineral spring line" structure. Several sources are concentrated along the Turovce—Levice horst structure namely into its partial Turovce and Levice domains. Water yields are due to the elevation of a Veporic crystalline basement as the result of considerable faulting in the basement and its cover.

Both mineral and thermal waters are the western marginal manifestation of a unique ground water system of composite chemistry and of common genesis together with further source structures at Slatina, Dudince and Horné Turovce localities.

Ground waters in the Santovka area may be classified on the base of chemistry as follows.

- Common ground water from sediments of Quarternary and Neogene age with mineralizations attaining as high as $650\text{--}850\text{ mg.l}^{-1}$,

- Cold mineral water, slightly mineralized, with total mineralizations fluctuating in the $1,00\text{--}5,000\text{ mg.l}^{-1}$ range and $14\text{--}16^\circ\text{C}$ temperature,

- Cold mineral water, moderately mineralized, of total mineralization between $6,000\text{--}6,800\text{ mg.l}^{-1}$ and $15\text{--}16^\circ\text{C}$ temperature,

- Very low-thermal mineral water, moderately mineralized, of total mineralization between $6,000\text{--}6,200\text{ mg.l}^{-1}$ and of $26.5\text{--}27.5^\circ\text{C}$ temperature.

The moderately mineralized cold mineral water from the B-13 well in Santovka together with the thermal water yield by the ŠV-8 well in Dolné Semerovce may be assumed to represent the primary water of the area. Mineral waters of fluctuating mineralization degree reveal chemistries influenced by vertical interlayer flow passage. The intensity of this flow passage and by that also the amount of bed water mineralization in collectors down to 46 m depth are influenced by hydrodynamic conditions i. e. by the relations of common ground water table in Quarternary sediments or in collectors of Badenian and Sarmatian age to the hydraulic

delivery level of the moderately mineralized water. During the exploitation, the relation between the groundwater level in Quarternary sediments and in collectors of the mineral water appears as decisive factor.

The influence of regime fluctuations of the common groundwater table level remains, however, greater. Results of thermodynamic calculations point to mixed genesis of primary water. It is partly of marinogenous and partly of petrogenous origin. Hydrolithic decomposition of silicates and leaching of carbonate and gypsum layers within sediments of Badenian age influence mostly the petrogenous part of mineralization.

The knowledge of regular changes in water chemistry stated during the well drillings, the results of long-term pumping tests as well as the course of regime observations allowed to define exploitation amounts trapped from new wells with regard to the mineral water quality for bottling purposes. Trapping of 0.45 to 0.47 l.s^{-1} has been recommended from B-15 and HG-4 wells respectively whereas amounts as high as 1.25 l.s^{-1} may be trapped from the B-13 well under the condition of its mixing with more slightly mineralized water.

The basic conditions for the protection of the Santovka mineral spring area are given by the maintenance of following conditions.

- by keeping the constant pressure level of mineral waters of higher mineralization degree through the regulation of trapping from the B-3 well,

- through hindered trapping of common water from Quarternary and Neogene beds near the source area,

- preventing water management modifications which may change the common water table level with free surface in the Quarternary and Neogene,

- by consistent maintenance of water exploitation regime given by optimum depression of mineral water table level in exploited wells.

Preložil I. Varga

RECENZIA

K. R. Clay — N. J. Price (eds.): **Thrust and Nappe Tectonics**. 1st ed. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1981, 539 p.

Zborník 44 referátov z medzinárodnej konferencie o násunovej a príkrovovej tektonike, ktorá sa konala roku 1979 v Oxforde, nesporne patrí medzi základné diela o problematike stavby orogénnych zón. Skromná poznámka editorov, že zborník nie je učebnicou ani encyklopedicky nepokrýva celú problematiku, nič nemení na fakte, že sa v štyroch tematicky pestrých kapitolách na príklade niektorých úsekov orogénnych zón zo všetkých kontinentov analyticky demonštrujú súčasné problémy ich tektoniky, azda úplná škála metodicky rozdielnych prístupov k riešeniu ich stavby, ako aj základné terminologické otázky, najmä kompresívnych štruktúr.

Sympatickým počínom vydavateľov zborníka je mimoriadne starostlivo spracovaná úvodná kapitola, v ktorej výstižne syntetizujú názory účastníkov konferencie na také zásadné otázky násunovej a príkrovovej tektoniky, ako je mechanizmus vzniku týchto štruktúr, fyzikálne parametre plôch odlepiania a sunutia, veľkosť a tvar sunutých jednotiek, niektoré problémy vrásových príkrovov aj vzťahov fundamentu a obalu príkrovových telies.

Jeden zo zámerov konferencie definovať najdôležitejšie štruktúry orogénnych zón vyústil do obsiahlej diskusie, z ktorej vyplýva, že aj definície takých, na prvý pohľad „bezproblémových“, štruktúr, ako je príkrovová plocha, kryhový príkrov, vrásový príkrov, sa môžu širšie akceptovať iba vtedy, ak sa formulujú vo všeobecnej rovine, najmä bez parametrov úklonu a minimálnych (napr. 5 km pri príkrovoch) amplitúd. Vzhľadom na centrálnokarpatské pomery sa pri návrhoch definícií ďalších štruktúr žiada upozorniť aspoň na kompresívne plochy typu tectonic slides (D. Hutton), t. j. na typicky symetamorfné zlomy. Tieto zlomy vystupujú v zónach penetratívnej (klivážovej) deformácie rovnakého veku a spravidla reprezentujú kulmináčne prejavy príslušného deformačného štádia. Zvyčajne vznikajú na styku jednotiek s kontrastnou kompetenciou, ale môžu mať rozdielne priestorové aj kine-

matické vzťahy k základným štruktúram regiónu.

V prvej kapitole publikácie sú príspevky testujúce súčasné modely vzniku kontrakčných štruktúr vrásnených zón z hľadiska mechaniky hornín, ich geoštruktúrnej pozície v rámci zóny, resp. obidvoch faktorov. Názory na podiel napr. gravitačného sklývania pri tvorbe väčšiny násunov a príkrovov sú nejednotné (cf. napr. Bally, Graham, resp. Cooper).

Druhá kapitola zborníka je venovaná najmä petrotektonickým štúdiám tektonitov kontrakčných štruktúr. Prináša podnetné informácie o interpretačných možnostiach využitia klasických výstupov tejto metodiky od genetických podmienok formovania drobných štruktúr po exaktné posúdenie dĺžky transportu príkrovu v závislosti od veľkosti napätia a hrúbky sunutého komplexu (Roullier — Quernandel). Nesporne zaujímavým prístupom je aj stanovovanie sukcesie a veľkosti vertikálnych a horizontálnych pohybov podľa K/Ar údajov z tektonitov alpského zlomu N. Zélandu. Iste by bolo užitočné konfrontovať túto metodiku s výsledkami fission track z apatitov (Král, 1982).

V prvej časti rozsahovo najobširnejšej kapitoly Režimy násunov a príkrovov sa analyzujú problémy stavby európskych kaledónid, švajčiarskych a francúzskych alpíd, západného úseku európskych variscíd a ázijskej časti tetýdnej zóny. Chýbajú (ako sme si už zvykli a čo nemožno zazlievať editorom) údaje z Karpát, ale aj z Východných Álp. Druhá časť tejto kapitoly je venovaná vrásovým zónam amerického kontinentu.

V reprezentatívne upravenom zborníku ukončenom vecným registrom nájde čitateľ okrem najnovších informácií o tektonike klasických oblastí orogénnych zón aj rad podnetov a metodických prístupov na riešenie konkrétnych štruktúrnych problémov v ktoromkoľvek úseku Západných Karpát s vývojom vrásových a príkrovových štruktúr. Recenzovanú publikáciu odporúčame najmä do pozornosti tým pracovníkom, ktorí sa zaoberajú stavbou Centrálnych a flyšových Karpát.

Stanislav Jacko

Charakteristika uhličitanovej polohy z vrtu MPV-8 pri Mníšku nad Hnilcom

LÍDIA TURANOVÁ*, JÁN TURAN*, JÁN KOBULSKÝ**

* Geologický ústav UK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

** Geologický prieskum, Jesenského 6, 040 51 Košice

(6 obr. a 2 tabuľky v texte)

Doručené 4. 11. 1982

Характеристика магнезитов в скважине МПВ-8 при Мнишке над Гнил- цом (Восточная Словакия)

В скважине на глубине 834—886 метров была обнаружена пачка светлосерого массивного магнезита и поэтому в этой работе детальнее описано геологическая характеристика магнезитов и вмещающих пород этой скважины.

Characteristics of a carbonate layer in the MPV-8 drill-hole near Mníšek nad Hnilcom (Eastern Slovakia)

A layer of light-grey crystalline magnesite has been discovered in the MPV-8 drill-hole near Mníšek nad Hnilcom in the Spiš-Gemer Ore Mts., Eastern Slovakia. The layer occurs in 834—886 m depth and consists of magnesite and further carbonate minerals.

Hlbokým vrtom MPV-8 (1419 m), ktorým sa overovala geologická stavba okolia Mníška nad Hnilcom a možnosť smerného pokračovania stratiformného sulfidického zrudnenia z oblasti Jalovičieho vrchu do tohto priestoru, sa v hĺbke 834—886 m zistil výskyt svetlosivého masívneho kryštalického magnezitu (Grecula — Kobulský, 1980). Identifikácia magnezitovej polohy nie je prekvapujúca, pretože v susednom

Rakúsku, kde sú podobné geologické pomery, je výskyt magnezitu v staršom paleozoiku oveľa hojnejší a významnejší (Mostler, 1973). Z toho vychodí, že aj u nás možno (napr. pri Vlachove a Gočove) v staršom paleozoiku očakávať ešte ďalšie, možno aj mocnejšie polohy magnezitu, aj keď treba počítať s jeho výskytom vo veľkej hĺbke.

Obsahom tejto práce je najmä podrob-

nejšia minerálna, chemická a geochemická charakteristika uhličitanovej polohy, ale v profile vrtu sa orientačne sledoval aj výskyt uhličitanov v okolitých fylitických horninách a hodnotili sa nerozpustné zvyšky a ťažké frakcie niektorých vzoriek.

Opis uhličitanovej polohy

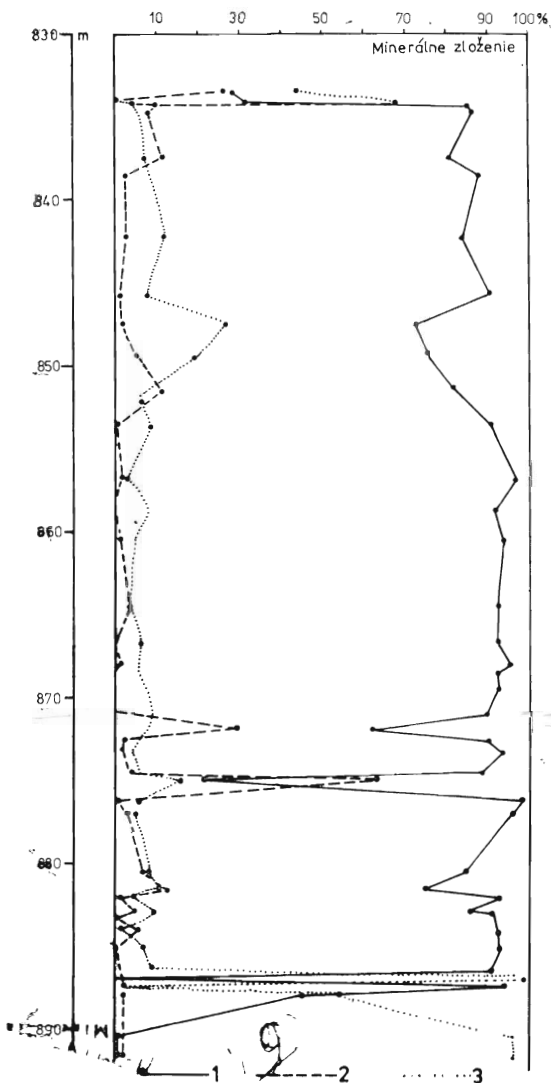
Uhličitanová poloha zachytená vrtom MPV-8 je v komplexe chloriticko-sericitických fylitov sprevádzaných v nadloží vulkanoklastikami diabázového zloženia. Túto 52 m mocnú uhličitanovú polohu buduje takmer čistý magnezit, iba v okrajových častiach čiastočne dolomit. Menšie dolomitovo-magnezitové vložky sú aj v samotnej magnezitovej polohe, napr. v rozmedzí 871–875 m (obr. 1). Čisto dolomitové polohy sa v uhličitanovom telese nezistili.

Prechod uhličitanovej polohy do okolných chloriticko-sericitických fylitov je pozvoľný. Obstarávajú ho drobné paralelné magnezitovo-breunneritové vrstvičky mocné niekoľko mm až cm sledujúce bridličnosť chloriticko-sericitických fylitov (obr. 1).

Okrem týchto makroskopicky viditeľných tenkých magnezitovo-breunneritových polôh sa v podloží aj v nadloží hlavnej magnezitovej polohy v okolných zelesnivých chloriticko-sericitických fylitoch vyskytujú aj vtrúsené uhličitanové minerály s obsahom spravidla pod 10 %.

Vtrúsené uhličitaný z podložia a nadložia magnezitovej polohy si zaslúžia zvýšenú pozornosť, pretože ide o iné uhličitaný, ako sú známe v hlavnej magnezitovej polohe. Sú to vysokoželezité uhličitaný, ktoré na základe derivatografických analýz a nameraných hodnôt indexov lomu možno zaradiť skôr k sideritu ako k magnezitu.

Na derivatograme (obr. 4) vidieť, že sa vrchol hlavnej endotermickej reakcie v porovnaní s endotermou charakteristickou pre magnezit posúva k nižšej teplote. V na-



Obr. 1. Minerálne zloženie uhličitanových hornín z vrtu MPV-8. 1 — magnezit, 2 — dolomit, 3 — neuhličitanový podiel

Fig. 1. Mineral composition of carbonate rocks in the MPV-8 drill-hole. 1 — magnesite, 2 — dolomite, 3 — non-carbonate fraction

šom prípade sa vrchol reakcie pohybuje okolo 630 °C, kým pri čistom magnezite dosahuje 680–700 °C. Siderit má naopak vrchol endotermickej reakcie posunutý nižšie (na 580 °C) a navyše endotermická reakcia bezprostredne prechádza do exotermickej reakcie. Zo záznamu (obr. 4) vidieť, že ide o prechodný člen medzi sideritom a magnezitom. Zvýšený obsah železa sa v analyzovanej vzorke prejavil aj prudkým zvýšením hmotnosti v rozmedzí teploty 650–700 °C, čo spôsobuje oxidácia Fe^{2+} na Fe^{3+} . Tento efekt sa nevýrazne v uvedenom teplotnom rozmedzí odráža aj na DTA a DTG krivkách.

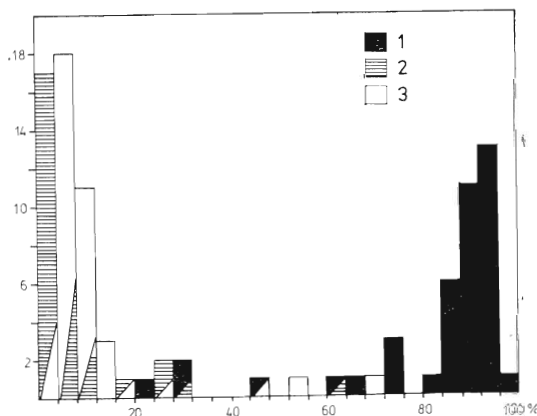
Prítomnosť vysokoželezitých uhličitanových minerálov vtrúsených v horninách v podloží aj nadloží magnezitovej polohy potvrdil aj optický výskum. Hodnota indexov lomu sa v izomorfnom rade magnezit – siderit zvyšuje úmerne s obsahom železa. Magnezit má najnižšiu hodnotu indexu lomu $\omega = 1,700$, kým siderit najvyššiu $\omega = 1,879$. Prechodné členy, ako je breunnerit, mezitín, pistomezit a sideroplezit, majú hodnotu indexov lomu medzi uvedenými okrajovými hodnotami. Nameraná hodnota indexov lomu sa pohybovala v širokom rozpätí, a to od hodnoty poukazujúcej na výskyt breunneritu až po hodnoty patriace sideroplezitu.

Mierne zvýšený obsah železa majú práve uhličitaný z okrajových častí vlastnej uhličitanovej polohy a z mineralogického hľadiska ich možno zaradiť k breunneritu. Index lomu ω , ktorý majú trigonálne uhličitanové minerály rovnaký vo všetkých smeroch, sa pohyboval okolo hodnoty $\omega = 1,720$. Ale takéto uhličitaný sa vyskytujú iba v úzkej okrajovej časti uhličitanovej polohy mocnej iba niekoľko málo dm. Už v miestach, kde uhličitanové teleso prechádza do chloritických bridlíc až chloriticko-sericitických fylitov, sme namerali vyššiu hodnotu indexov lomu uhličitanových minerálov (1,745–1,756), čo zodpovedá mezitínu. Takéto uhličitaný rozptýlené v horninách sú v nadložnej (831 až 834 m) a v podložnej časti (886–887 m). Vo vzdialenejších častiach podložia a nad-

ložia sa vyskytujú rozptýlené uhličitanové minerály, ktoré na základe nameraných indexov lomu patria k pistomezitu až sideroplezitu. Hodnota indexov lomu sa pohybovala od 1,78 do 1,82. Pistomezit až sideroplezit sa zistil v podloží uhličitanovej polohy v rozmedzí 891–892 m a v nadložnej časti v rozmedzí 826–830 m. Okrem toho sa vysokoželezité uhličitaný zistili aj v hĺbke 330–334 m. V ostatných prípadoch sa v profile vrtu MPV-8 zistil v ťažkej frakcii iba Fe-dolomit a ankerit.

Minerálne zloženie uhličitanovej polohy

Minerálne zloženie uhličitanovej polohy zachytenej vrtom je veľmi jednoduché. Poloha je takmer výlučne z uhličitanov a s nápadnou prevahou magnezitu nad dolomitom (obr. 2). Z kremičitanov sú zastúpené najhojnejšie chlority a kremeň, ktoré tvoria podstatnú časť nerozpustných



Obr. 2. Histogram rozdelenia početností magnezitu, dolomitu a neuhličitanového podielu v uhličitanových horninách vrtu MPV-8 (v %). 1 — magnezit, 2 — dolomit, 3 — neuhličitanový podiel (NP)
Fig. 2. Frequency distribution of magnesite, dolomite and non-carbonate minerals in the carbonate layer of the MPV-8 drill-hole (in weight per cents). 1 — magnesite, 2 — dolomite, 3 — non-carbonate fraction (NP)

zvyškov (obr. 3). Kremeň tvorí v uhličitanovej polohe najčastejšie tenké, iba niekoľko mm mocné žilky.

Chlorit je spravidla jemne rozptýlený v uhličitanovej hornine. Väčšie koncentrácie chloritu sú iba v okrajových častiach uhličitanovej polohy, kde obstaráva postupný prechod uhličitanovej polohy do fylitických hornín. Chlorit je tmavozelený, tvorí jemné aj väčšie šupinky s dokonalou štiepatelnosťou podľa bazálnej plochy. Má pomerne nízky index lomu (1,580; meraný na spodnej ploche) aj dvojlomu.

Derivatografická analýza poukazuje priebehom endotermických a exotermických reakcií na nízkoželezitý chlorit (obr. 5). Hlavná endotermická reakcia, vyvolaná dehydroxyláciou, má vrchol pri 650 °C. Pri tejto reakcii nastáva najvýraznejší úbytok hmotnosti, čo sa prejavuje veľkým skokom na TG krivke. Exotermická reakcia s vrcholom pri 860 °C determinuje tvorbu nových kryštalizačných fáz a je spätá s málo výrazným úbytkom hmotnosti. Podľa derivatografickej analýzy, ako aj hodnoty indexov lomu možno sledované chlority jednoznačne zaradiť medzi Mg-chlority (v klasifikácii Melka, 1957).

Z rudných minerálov je najhojnejšie zastúpený pyrit. Výnimočne sa vyskytuje aj chalkopyrit. Iné rudné minerály sme v uhličitanovej polohe nezistili.

Hodnotenie nerozpustných zvyškov a ťažkých frakcií z okolných hornín

Podľa výsledkov kvalitatívnej spektrochemickej analýzy vzoriek z blízkosti uhličitanového telesa, ktoré poukazovali na zvýšený obsah Ba (vyjadrený v spektrometrickej analýze až hodnotou 1), sme v skúmaných horninách predpokladali prítomnosť barytu. Preto sme analyzovali ťažké frakcie niekoľkých vzoriek získané separáciou bromoformom alebo plavením. Ale minerálny rozbor ťaž-

kých frakcií študovaných vzoriek ukázal, že baryt nie je prítomný, resp. sa ho nepodarilo dokázať. Zvýšený obsah Ba v nadložnej aj podložnej časti uhličitanovej polohy je preukázateľný. Obmedzuje sa v podstate na asociáciu s vysokoželežitými uhličitanovými minerálmi sideritového typu. Dokazuje to aj fakt, že zvýšený obsah Ba sme zistili nielen v horninách v blízkosti uhličitanovej polohy, ale aj vo vzdialenosti približne 500 m do nadložia, kde sme v ťažkej frakcii okrem zvýšeného obsahu Ba zistili aj prítomnosť sideritu. To znamená, že zvýšený obsah Ba dobre korešponduje s výskytom sideritu. Zrejme ide o jav, ktorý má v gemeriku všeobecnú platnosť.

Zistili sme, že sa Ba v „sideritovej zóne“ viaže predovšetkým na dva minerály: na albit a svetlú sludu. Analýza vzorky MH-4/1/80, v obohatení plavením o svetlú sludu potvrdila, že svetlá sluda je hlavným nositeľom Ba.

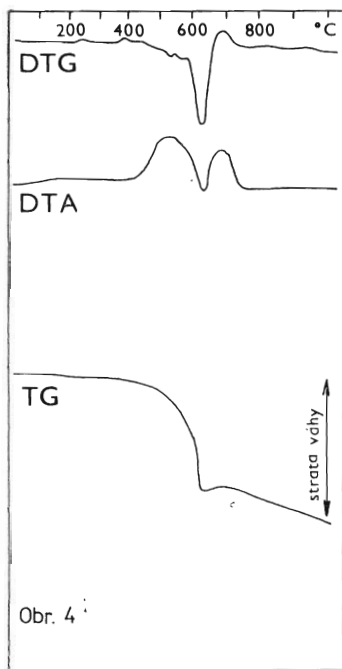
Pri minerálnom rozbere ťažkých vzoriek z profilu vrtu sme zistili lokálne výrazné koncentrácie pyritu (v rozmedzí 720–730 a 886–888 m), magnetitu (335, 656 a 968 m), turmalínu (928, 993 m) a sfaleritu (766,1 m).

Vo vzorke MH-13/81 sme zistili pomerne vysokú koncentráciu sfaleritu. Sfalerit sa vyskytuje vo forme drobných a veľmi tmavých zŕn rozptýlených vo fylitoch, ktoré sa makroskopicky od okolných hornín neodlišujú. Sfalerit netvorí žilky. Jeho prítomnosť sa potvrdila kvalitatívnou spektrochemickou analýzou a derivatograficky (obr. 6). Obsah sfaleritu v analyzovanej hornine sa pohyboval okolo 5–6 %, pričom tvoril až 90 % ťažkej frakcie (obr. 3).

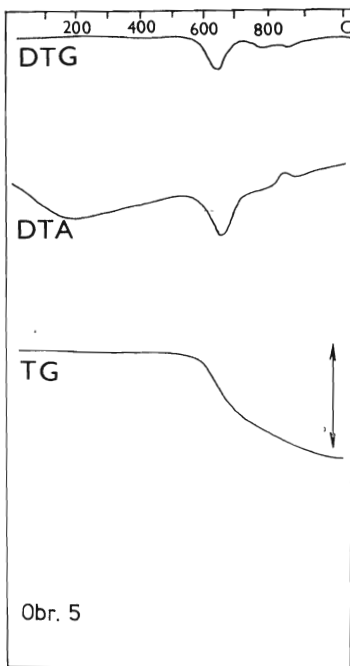
Magnetit sa vyskytuje vo fylitoch v podobnej forme ako sfalerit, ale v niektorých prípadoch je v hornine dvakrát vyšší. Napríklad vo vzorke MH-4/81, odobratej z vrtného jadra pri 335 m, má obsah 10,8 váh. %.

Charakteristika magnezitu

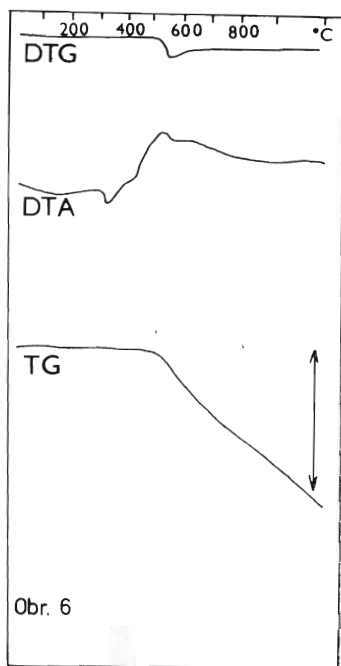
Magnezit, ktorý tvorí podstatnú časť uhličitanovej polohy, je svetlosivý, hrubokryštalický. Prevládajú strednozrné typy s veľkosťou zrna do 5 mm, ale bežné sú aj variety s veľkosťou zrna od 0,5 do 1 cm. Hrubozrné typy sú spravidla svetlejšie, ale jemnozrné typy, s veľkosťou zrna pod 1 mm, príp. až desatiny a stotiny mm.



Obr. 4



Obr. 5



Obr. 6

Obr. 4. Derivatogram Fe-uhličitanu. Vzorka MH-36/80 — ťažká frakcia. Podmienky stanovenia: prístroj Derivatograph MOM, systém F. Paulik — J. Paulik — D. Erdey; návažok 252 mg, citlivosť TG 100 mg, citlivosť DTA $1/10$, citlivosť DTG $1/10$, rýchlosť ohrevu $20^\circ\text{C}/\text{min}$

Obr. 5. Derivatogram chloritu. Vzorka MH-34/81 — plavená. Podmienky stanovenia: prístroj Derivatograph MOM, systém F. Paulik — J. Paulik — D. Erdey, návažok 1300 mg, citlivosť TG 200 mg, citlivosť DTA $1/10$, citlivosť DTG $1/10$, rýchlosť ohrevu $20^\circ\text{C}/\text{min}$

Obr. 6. Derivatogram sfaleritu. Vzorka MH-13/81. Podmienky stanovenia: prístroj Derivatograph MOM, systém F. Paulik — J. Paulik — D. Erdey, návažok 900 mg, citlivosť TG 100 mg, citlivosť DTA $1/10$, citlivosť DTG $1/10$, rýchlosť ohrevu $20^\circ\text{C}/\text{min}$

Fig. 4. Results of thermometric analysis of Fe-carbonate, sample MH-36/80, heavy fraction. Conditions: MOM Derivatograph, system Paulik — Paulik — Erdey, sample weight 252 mg, sensitivity TG 100 mg, DTA 10^{-1} , DTG 10^{-1} , heating velocity $20^\circ\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$

Fig. 5. Thermic analytical record of chlorite, sample MH-34/81, floated. Apparatus and method as in fig. 2, sample weight 1,300 mg, sensitivity TG 200 mg, DTA 10^{-1} , DTG 10^{-1} , heating velocity $20^\circ\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$

Fig. 6. Thermic analytical record of sphalerite, sample MH-13/81. Apparatus and system as in fig. 2, sample weight 900 mg, sensitivity TG 100 mg, DTA 10^{-1} , DTG 10^{-1} , heating velocity $20^\circ\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$

majú tmavší farebný odtieň. Tmavú pigmentáciu spôsobuje prítomnosť organickej hmoty alebo veľmi jemnozrnného pyritu. Zrná magnezitu sú najčastejšie alotriomorfne a všesmerne usporiadané.

Magnezit vystupuje v hornine samostatne alebo častejšie spolu s malým množ-

stvom dolomitu. Obsah magnezitu v uhličitanovej hornine je spravidla vysoký; pohybuje sa od 21 % v okrajových častiach polohy až po viac ako 96 %; priemerný obsah magnezitu v celej uhličitanovej polohe bol 82,40 %.

Chemické zloženie vyseparovaných zín

magnezitu, ako aj ich kryštalochemické vzorce sú v tab. 1. Hlavným prvkom v magnezite je horčík. Jeho obsah sa pohybuje od 41,77 do 44,01 % (priemerný obsah je 42,70 %). Aj vo vyseparovanom magnezite sa spravidla v množstve nad 1 % vyskytuje izomorfné viazané Fe a Ca (zväčša heterogénne v dolomite, s ktorým sa magnezit intimne prerastá). V analyzovaných vzorkách sa vápnik uplatnil iba v stopách. Obsah FeO sa pohyboval od 2,06 do 3,14 % (priemerný obsah je 2,7 %).

Na vysoký obsah magnezitu poukazuje aj vysoký obsah CO₂ (49,2—50,38 %; prie-

merný obsah 49,74 %) a nízky obsah nerozpustného zvyšku (0,6—1,18 %; priemerný obsah 0,87 %).

Stopové prvky sa v magnezite stanovili kvalitatívnou a kvantitatívnou spektrochemickou analýzou (tab. 2). Kvalitatívna spektrochemická analýza zistila vo vzorkách dovedna 30 prvkov (z nich sa približne 20 pravidelne opakuje a ostatné sa vyskytli iba sporadicky). Podľa kvantitatívnych spektrochemických analýz má zaujímavejšie koncentrácie iba Mn, príp. ďalšie 3—4 stopové prvky, kým ostatné sa vyskytujú v množstve blízkom medzi stanoviteľnosti alebo sú dokonca pod ňou (tab. 2).

Obsah mangánu, ktorý je najvyšší, sa pohybuje od 1930 do 4400 ppm (priemerný obsah 2741,88). Závisí najmä od stupňa izomorfnej zámeny Fe v magnezite (Vančová — Turan, 1981). Priemerný obsah Ba, Cu, Sr sa pohybuje okolo 10 ppm (priemerný obsah 10,18 ppm Ba; 7,5 ppm Cu; 10,46 ppm Sr). Obsah B, Co, Pb a V vo všetkých vzorkách je: B < 30, Co < 10, Pb < 10, V < 10 ppm.

Podľa asociácie a obsahu stopových prvkov, rovnako ako podľa chemického zloženia a minerálnej charakteristiky patria študované vzorky magnezitu do skupiny lagunárnych magnezitov (v zmysle klasifikácie, ktorú uvádza Vančová, 1980; Vančová — Turan, 1981).

Úvahy o genéze uhličitanov vo vrte

Z rozloženia uhličitanových minerálov v profile vrtnu možno do istej miery robiť závery o ich genéze. Magnezit sa vyskytuje iba v uhličitanovej polohe, zatiaľ čo okolo nej je niekoľko metrov mocná zóna, v ktorej sú v malom množstve prítomné vysokoželezité uhličitaný — siderit a Mg siderit vo forme drobných vtrúsenín.

Predpokladáme, že prostredie zohralo

Chemické analýzy magnezitu v %
Chemical analyses of magnesite

Tab. 1

Vzorka	MgO	CaO	FeO	MnO	CO ₂	NZ	Suma
1	42,13	st.	3,09	0,40	49,61	0,77	96,00
2	43,58	st.	2,21	0,26	50,02	1,01	97,08
3	41,77	st.	3,21	0,51	49,20	1,18	95,87
4	44,01	st.	2,06	0,25	50,38	0,60	97,30
5	42,03	st.	3,14	0,52	49,47	0,81	95,97

Analýzovala Ing. J. Polakovičová, CSc.,
Geologický ústav UK, Bratislava

1 — MH-4/2/80, 2 — MH-8/80, 3 — MH-25/80,
4 — MH-30/80, 5 — MH-40/80

Kryštalochemické vzorce magnezitu
Crystallochemical formulae of magnesite

Vzorka	Vzorec
1	(Mg _{0.927} Ca _{st} Fe _{0.038} Mn _{0.006}) _{0.971} CO ₃
2	(Mg _{0.951} Ca _{st} Fe _{0.027} Mn _{0.003}) _{0.981} CO ₃
3	(Mg _{0.927} Ca _{st} Fe _{0.040} Mn _{0.006}) _{0.973} CO ₃
4	(Mg _{0.954} Ca _{st} Fe _{0.025} Mn _{0.009}) _{0.982} CO ₃
5	(Mg _{0.927} Ca _{st} Fe _{0.039} Mn _{0.006}) _{0.972} CO ₃

(Mg_{0.937}Ca_{st}Fe_{0.034}Mn_{0.005})_{0.976}CO₃

Priemerný kryštalochemický vzorec

rozhodujúcu úlohu pri rozložení uhličitanových minerálov v profile vrtnu. Nebolo by logické uvažovať o dvoch zrudňovacích cykloch pri tvorbe uhličitanovej mineralizácie tak, aby sa v jednom cykle tvoril magnezit a v druhom siderit. Odporuje tomu aj fakt, že sa siderit vyskytuje v podloží aj v nadloží magnezitovej polohy. Ide zrejme o jeden mineralizačný proces, v ktorom vznikali siderit aj magnezit. Ale na takýto proces museli byť vhodné podmienky. Predpokladáme, že sa takéto podmienky formovali už v procese vulkanicko-sedimentárnej činnosti, keď nastala istá diferenciácia materiálu s rozdielnym obsahom horčíka a železa. V ďalšom štádiu diagenézy, príp. aj metagenézy, sa tvorili diferencované uhličitanové minerály so zonálnym usporiadaním v podstate tak, ako ich nachádzame teraz.

Na príbuzenské vzťahy medzi zrudnením vyskytujúcim sa v okolných horninách a v žilných štruktúrach v tejto oblasti poukázal J. Hurný (1977), ktorý nevylučuje juvenilno-hydrotermálny pôvod takých

minerálov, ako je siderit, Fe-dolomit, ullmannit, boulangerit, dyskrazit a Bi-minerály, ale pretože aj základné prvky prítomné v metamorfných žilách sú rozptýlené v okolných horninách, prikláňa sa skôr k názoru, že tieto minerály vznikli metamorfným prepracovaním.

Koncentrácia horčíka v uhličitanovej polohe musela byť pôvodne veľmi vysoká. Svedčí o tom fakt, že celá viac ako 50 m mocná poloha neobsahuje vložky vápenca, ba ani dolomitu. Na obr. 1 vidieť, že na niektorých miestach v telese, ale najmä v okrajových častiach uhličitanovej polohy sa obsah dolomitu zvyšuje, lenže nie natoľko, aby sa tvorili samostatné dolomitové polohy. Takýto jav je v magnezitových ložiskách v karbóne pomerne zriedkavý. Vo väčšine magnezitových ložísk magnezit nedosahuje ani 50 % celkového objemu uhličitanov, kým v prípade uhličitanovej polohy pri Mníšku je zastúpený v celej uhličitanovej polohe na viac ako 80 %. Okrem toho možno v niektorých magnezitových ložiskách pozorovať

Kvantitatívne spektrochemické analýzy magnezitu
Quantitative spectrochemical analyses of magnesite

Tab. 2

Vzorka	Prvok						
	Ba	Cr	Cu	Mn	Ni	Sr	Ti
MH-4/2/80	8,7	< 3	11,7	4400	4,6	12	~30
MH-6/1/80	8,1	< 3	7,1	3020	4,3	9,3	<30
MH-7/80	8,9	< 3	15,9	1930	4,8	8,3	<30
MH-8/80	10,2	< 3	6,3	2290	4,2	8,7	<30
MH-9/80	12	< 3	9,3	2040	4,6	12,3	<30
MH-15/80	10,7	< 3	5,9	2140	3,2	10,4	<30
MH-18/80	9,1	< 3	5,6	2040	3,5	14	~30
MH-23/80	11	3,1	8,7	2140	6,5	9,6	<30
MH-24/80	11,2	< 3	5,9	4200	4,6	6,8	<30
MH-25/80	16	< 3	5	3600	3,6	11,7	<30
MH-28/80	13	5,4	5,4	2090	5,6	10,1	191
MH-30/80	7,8	< 3	7,2	2040	~3	9,6	<30
MH-32/1/80	12,3	< 3	7,8	2040	4,8	9,3	101
MH-36/80	15	< 3	8,5	3200	4,0	10	50
MH-38/80	10,2	< 3	5,7	3500	6,2	12,3	<30
MH-40/80	8,7	< 3	4,0	3200	4,8	13	<30

v rámci uhličitanových telies zonálny vývin, ktorý má isté stále poradie zón. Na okraji telesa je vápenec, potom nasleduje dolomitová a napokon magnezitová zóna. Tento cyklus sa môže na ložisku aj viackrát opakovať. V prípade lokality Mníšek nad Hnilcom nie je takáto zonálnosť vyvinutá, aj keď je zonalita vo vzťahu siderit — magnezit zreteľná.

Vysoký obsah horčíka už v sedimentárnom bazéne neumožnil vývoj organizmov zo skupiny koralov, echinodermát alebo brachiopód, ktoré sa bežne vyskytujú vo vápencových, dolomitových aj kremičitanových polohách iných magnezitových ložísk.

Pre nízky obsah dolomitu v magnezitovej polohe v epigenetickom štádiu nenaštávala jeho druhotná mobilizácia na puklinách a tektonických líniiach, čo je v magnezitových ložiskách veľmi častý jav. Napokon nepozorovať ani tvorbu tzv. konských zubov, ktoré sú v magnezitových ložiskách karbónu prejavom migračno-metasomatických javov.

Istým prekvapením je aj prítomnosť jemnozrnného až veľmi jemnozrnného magnezitu. Na nijakom inom magnezitovom ložisku v oblasti Západných Karpát sa taký jemnozrnný magnezit ako práve v Mníšku nad Hnilcom nevyskytuje. To znamená, že procesy rekryštalizácie tu nedosiahli takú intenzitu ako na iných miestach.

Z uvedeného vyplýva, že vývin uhličitanovej polohy zachytenej vrtnom MPV-8 v hĺbke 834—886 m bol čiastočne odlišný od uhličitanových polôh magnezitových ložísk v karbóne, príp. aj iných stratigrafických jednotkách. Pripisujeme to čiastočne odlišným faciálno-klimatickým, ako aj tektonometamorfným podmienkam.

Recenzoval I. Varga

LITERATÚRA

- Grecula, P. — Kobulský, J. 1980: Magnezit v staršom paleozoiku pri Mníšku nad Hnilcom. *Mineralia slov.*, 12, s. 287—288.
- Hurný, J. 1977: Príspevok k mineralógii a geochemii pyritovo-polymetalického zrudnenia stratiformného typu pri Mníšku nad Hnilcom. *Mineralia slov.*, 9, s. 93—121.
- Mostler, H. 1973: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). *Festschrift Heisel, Veröffentlichungen der Univ. Innsbruck, Bd. 86, Innsbruck, S. 237—266.*
- Vančová, L. 1980: Minerálna, fyzikálno-chemická a geochemická charakteristika magnezitu z rôznych typov magnezitových ložísk a výskytov na Slovensku. *Manuskript — Geofond Bratislava. 200 s.*
- Vančová, L. — Turan, J. 1981: Distribúcia stopových prvkov v magnezite Západných Karpát. *Západné Karpaty, sér. min., petrogr., geochem., metalog.*, 9, s. 145—165.

Characteristics of a carbonate layer in the MPV-8 drill-hole near Mníšek nad Hnilcom (Eastern Slovakia)

LÍDIA TURANOVÁ — JÁN TURAN — JÁN KOBULSKÝ

A layer of light-grey crystalline magnesite has been found to occur in the MPV-8 drill-hole in 834—886 m depth. The paper gives detailed mineralogical and geochemical cha-

acteristics of the occurrence.

Carbonates occur in a sequence of chlorite-sericite phyllite and volcanoclastics of diabase composition ranged into the Rakovec

group of the Gemic unit. The passage from carbonate into surrounding phyllite is gradual one, there are thin parallel magnesite-breunerite layers of some mm to cm thickness along the contact. Attitudes of such thin veinlets are similar to that of phyllite foliation. Besides such veinlets, macroscopically distinct at the base and top of the carbonate body, there occur also carbonate minerals other than magnesite disseminated throughout of the layer and amounting as high as 10 volume per cent. This disseminated carbonate has chemistry nearer to siderite than to magnesite.

The mineral composition of the carbonate layer is very simple. It consists, almost exclusively, of carbonates where magnesite overweighs the dolomite (fig. 2). Chlorite and quartz are the main non-carbonate minerals composing mostly the unsoluble residue (fig. 3). Ores are represented by frequent pyrite and rare chalcopyrite.

Magnesite of the carbonate body creates light-grey, coarse to fine grained aggregate. Magnesite aggregates are mostly monomineral or contain but small amounts of dolomite. The magnesite content is usually high amounting from 21 volume per cents in marginal parts up to 96 per cent whereas the average content is 82.4 per cent. The che-

mical composition of pure magnesite is in tab. 1. Highest concentrations, besides common elements, reveals only manganese and some, few, further elements (tab. 2). According to their association and the mineralogical composition of the magnesite rock, the samples fall into the group of salinary magnesite using the classification by Vančová — Turan (1981).

The development of the magnesite layer found in the MPV-8 drill-hole was different from that of carbonate layers composing huge magnesite deposits of Carboniferous or further units of the West Carpathians. It is supposed that the distribution of carbonate minerals has been influenced by the environment in which the layer deposited. The generation of both magnesite and siderite occurred, most probably, within a single mineralization stage and conditions for it have been created already in the course of volcano-sedimentary development of the whole sequence. Then, layers containing different amounts of magnesium and iron deposited and in later stages of diagenesis, or even metagenesis, single carbonate minerals developed being zonally arranged in the layer as they do occur recently.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

A. Matejček: Inžinierskogeologické problémy lokality Ipeľ (Bratislava 17. 2. 1983)

Prečerpávacia vodná elektráreň Ipeľ je situovaná v juhozápadnej časti toku Ipľa v katastri obce Ipeľský potok, časť Ipeľ, a horná nádrž v pramennej oblasti Kokavky v katastri obce Dubákovo.

Dolná nádrž vznikne prehradením toku Ipľa 78 m vysokou kamennou hrádzou so stredovým hlinitým tesnením. Objem nádrže je cca 17 mil. m³, kolísanie vody v nádrži 31 m. Pravým svahom zátopý sa vybuduje obtoková štôlna na prevedenie čistej vody z horného povodia Ipľa do vodárenskej nádrže v Málinci.

Horná nádrž vznikne prehradením Kokavky. Hrádza je navrhnutá v dvoch alternatívach ako rokkfilová hrádza s návodným

asfaltobetónovým tesnením. Na zatopenom území sa ponechá prirodzený pokryv. Objem nádrže je 14,5 mil. m³ (alt. I), resp. 16 mil. m³ (alt. II). Kolísanie vody v nádrži je 27 m, resp. 22,5 m.

V podzemnej hydrocentrále sa v dvoch turbínach s výkonom 2×304 MW využije výškový rozdiel cca 360 m. Hydraulický obvod pozostáva z jedného tlakového privádzača, podzemnej kaverny HC a jedného výtokového tunela.

Územie je z veporického kryštalinika charakteru kryštalických bridlic až hybridných granodioritov s kremeňovými a aplitovými žilami, mylonitizovanými horninami (východná časť územia od údolia Ipľa) a

Pokračovanie na str. 378

Čím se liší geotektonika od strukturní geologie; poruchy primární a sekundární

RADAN KVĚT

Geografický ústav ČSAV, Brno

(3 obr. v textě)

Doručené 28. 3. 1983

Чем отличается геотектоника от структурной геологии; первичные и вторичные нарушения

На строении земной коры принимают участие два типа процессов с иерархическими разделными действиями. Первичные как результат целопланетарных деформационных сил действующих во всей земной коре и оставляющих после себя первичные нарушения, которыми и занимается геотектоника. Вторичные процессы являются лишь отражением первичных (они условно на них зависимы) и их воздействие можно связывать прежде всего с верхними частями земной коры, например её осадочного покрова. Их изучением занимается структурная геология. Первичные дизъюнктивные нарушения типичны вертикальным распространением, эквидистантностью и симметричностью. Вторичные нарушения (разломы) в разрезе могут иметь форму гиперболических кривых и часто сложены с нескольких разветвлений. На поверхности они перекрещиваются под другими углами чем первичные на фундаменте. Они генетически на них зависимы).

What are the differences between geotectonics and structural geology; primary and secondary ruptures

Two kinds of processes do participate on the formation of the Earth's crust both having different hierarchy of validity. The first kind of processes come into operation in a global scale as result of global deformation processes resulting in primary deformations dealt with geotectonics. Secondary processes are in fact but reflections of the first type (area depending on it) and are related above all to the uppermost parts of the crust (e. g. to its sedimentary cover) being dealt with structural geology. Primary disjunctive ruptures are characterized by high angle attitudes, equidistance and symmetry. Secondary ruptures may have hyperbolic shapes (in section) and are frequently composed of several branches. These branches may cut the surface under different angles as do the primary faults in the basement to which they may be related genetically.

Dosavadní stav v nejširším okruhu věd o Zemi dospěl, jak je obecně známo, v značnou specializaci. Již název jednotlivých disciplín dostatečně charakterizuje náplň té které specializace (viz např. petrografie, paleontologie, geochemie). Pokud dochází k jistému překrývání zájmů u jednotlivých disciplín, jde o styk na okrajích jednotlivých oborů. Není tomu tak pouze v případě geotektoniky a strukturní geologie. V krajním případě se považují oba termíny za synonyma (např. Billings 1960). Dnes se ovšem mnohem častěji pokládají za rozdílné obory. Přitom však specializace strukturní geologie se zřejmě obírá nejen vlastním objektem, ale i některými prvky geotektonickými, aniž jedny od druhých odlišuje, zatímco geotektonika se přidržuje sice své problematiky, zato však méně výrazně zdůrazňuje základ svého předmětu. Tato rozkolísanost v pojetí komplikuje chápání různých tektonických jevů (buď geotektonických, nebo strukturně geologických). Naopak rozlišení zkoumaných jevů na začátku studia podstatně zjednoduší postup a umožní oddělit při samotném řešení různých úkolů v geologii, co by mělo být rozděleno.

Charakteristika strukturní geologie a geotektoniky

Strukturní geologie se zabývá (podle Jaroše — Vachtla 1980) vnitřní stavbou a tvary geologických těles a jejich vývojem, a to do značné míry analytickým výzkumem, zatímco (podle týchž autorů) geotektonika sleduje vztah tektonických jednotek a geologické stavby k silám, kterými vznikaly, a povahou studia je do značné míry syntetická (tvorba geotektonických hypotéz). Rozdíl mezi strukturní geologií a geotektonikou není v rozměrech studovaných objektů (jak to např. vidí Badgley 1965), protože i na objektech

různých velikostních kategorií lze zkoumat podle zaměření obou disciplín příslušné jevy (jak upozorňují Jaroš — Vachtl 1980). Naopak ale považují za významné zdůraznit, že na stavbě zemské kůry se podílejí dva typy pochodů s hierarchicky rozdílným uplatněním. Ty prvotní se jako důsledky celoplanetárních deformačních sil (Šulc 1973) uplatňují v celé zemské kůře a zanechávají po sobě primární projevy, jimiž se zabývá geotektonika. Takto z hlediska korového obalu Země vysvětluje geotektoniku např. Kumpéra (1981). Druhotné pochody jsou pouze odrazem prvých (jsou vysloveně na nich závislé) a mohou být i záležitostmi pouze nejsvrchnějších částí zemské kůry (např. jejího sedimentárního pokryvu); zabývá se jimi strukturní geologie. Z uvedeného vyplývá, že strukturní geologii by se měl v nejširším slova smyslu dávat menší význam (zúžení objektu) než doposud, což se týká ovšem jen její závislosti na hierarchickém zařazení významu deformačních sil působících na stavbu zemské kůry, nikoli na vůdčí roli strukturní geologie např. v ložiskové a inženýrské geologii. Je ovšem zřejmé, že strukturní geologie studující sekundární deformační projevy se častěji zabývá menšími objekty ve svrchní části zemské kůry, zatímco geotektonice jako odvětví nauky o Zemi je nutno vymezit vzhledem k jejímu zkoumání primárních projevů v celé zemské kůře, resp. i ve svrchním plášti obvykle větší území či objem bloků zemské kůry.

Primární, sekundární, terciární poruchy a netektonické jevy

Primární poruchy vznikají jako důsledek celoplanetárních zákonitých fyzikálních a fyzikálně chemických změn, pochodů a projevů, a nelze je tedy považovat za nahodilé jevy, ale naopak za jevy ovládané jistými regulami. Primární dis-

junktivní poruchy je možno charakterizovat víceméně svislým průběhem (radiální poruchy orientované k středu zemskému) a dalšími zákonitostmi, jako je ekvidistantnost poruchových linií a symetričnost v základech tektonické stavby.

Sekundární poruchy jsou např. flexury a vrásy vzniklé v sedimentárním pokryvu nad primární poruchou. Neméně četné jsou sekundární zlomy, např. synsedimentární, geneticky spjaté s poklesáváním, event. zdvihem bloků pánevního podloží. Tyto zlomy mohou mít tvar (v řezu) hyperbolický a často bývají složeny z několika větví. Bývají od vertikály někdy velice ukloněny. Téměř k horizontálám se blíží plochy násunu příkrovů (jako zvláštní případ sekundárních poruch). Sekundární poruchy mohou vzniknout jako odraz pohybu z různě hlubokého podloží, ne však vždy kolmo nad primární poruchou. Proto se mohou na povrchu křížovat sekundární poruchy i pod jinými úhly než primární poruchy ve fundamenteu.

Terciární poruchy mají ještě přímou souvislost se sekundárními poruchami, avšak jejich závislost na primárních poruchách je již tak vzdálená, že ji lze sledovat jen v iniciaci pohybů po primárních poruchách, ale nikoli v odvozeném rozložení a orientaci jejich linií, které ovlivňují spíše lokální petrofyzikální poměry. Příkladem terciární poruchy mohou být pukliny ve vrásách, vějířovitě se sbíhající k jádru vrásy, nebo usměrnění hornin v místě vleku u poklesu s vlekem (když jako sekundární poruchy jsou v uvedených příkladech vrása, resp. pokles).

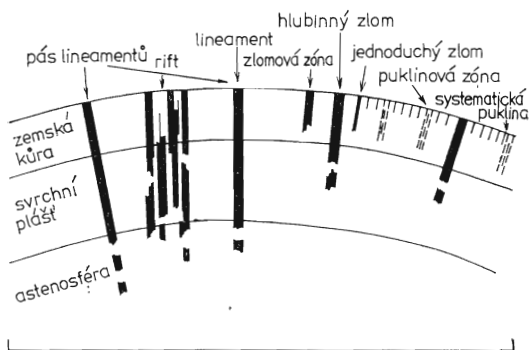
Netektonické jevy na rozdíl od předchozích geneticky endogenních jsou důsledkem jen exogenních vlivů. Patří mezi ně např. bahenní praskliny, písečné duny, putující meandry (nikoli zakleslé meandry tektonicky predisponované) a jiné podobné projevy, i když i u nich primární nebo

sekundární poruchy hrají omezující roli (např. šíře primární poruchové zóny může se stát „hranicí“, v níž dochází k meandrování).

Geotektonika a primární poruchy

Zabývá-li se geotektonika zemskou kůrou jako celkem (byť jsou jí běžně dostupné jen svrchní části zemské kůry (s výjimkou poznatků některých geofyzikálních metod), jsou pro ni nejdůležitější jako základní ukazatele ty poruchy, které se týkají právě zemské kůry jako celku, tj. pronikající z hlubokého fundamentu, event. až ze svrchního pláště. Ty lze označit jako primární poruchy. Základními příčinami jejich vzniku, dosud neobjasněnými, jsou pravděpodobně pochody hluboko pod povrchem zemským, snad v oblasti jádra a hlubších částí zemského pláště. Ty vedou zřejmě k nerovnováze zemského těžiště a tím ke změnám v poloze rotační osy a v dlouhých periodách (asi galaktického roku) i ke změnám v tvaru geoidu (Květ 1983). V souvislosti se změnou tvaru geoidu je i vznik primárních poruch (Květ 1983). Z hlediska jejich uplatnění je lze rozdělit na základní, nejjednodušší projev, totiž planetární puklinatost a další projevy z ní odvozené. Planetární puklinatost zahrnuje tzv. systematické pukliny a puklinové zóny (Květ 1983). Při posunech jimi vydělených ker či bloků vznikají zlomy (ať jednoduché, či zlomová pásma) od hlubokých, přes hlubinné po lineamenty (Hodgson 1978) (obr. 1).

Základní geotektonický obraz je komplikován rozdílným prvotním stářím různě orientovaných poruch (podle příslušnosti k jednotlivým hlavním geotektonickým (orogenním) cyklům. Významné poruchové linie během svého uplatňování zanechávají v stavbě zemské kůry nepochybné doklady o své existenci. Navíc



Obr. 1. Hierarchie primárních poruch (podle Hodgsona 1978 upravil Květ)

Fig. 1. Hierarchy of primary dislocations (according to Hodgson 1978 modified by R. Květ)

jsou i mnohonásobně ožiovány, a to v nestejných časových obdobích, někdy téměř permanentně, jindy jen po relativně krátkou dobu. Někdy se ale umrtvují, a to nejen v tom smyslu, že nedochází k pohybům — posunům podél nich, ale i v tom smyslu, že v hlubokém fundamentu — ve spodních částech zemské kůry a nutně i ve svrchním plášti — dochází k metamorfním pochodům, které zcela „vyhojují ránu“ oslabené linie, takže ta pak nemůže být geofyzikálními měřeními ani indikována. Takové kdysi fungující poruchové linie vyšších řadů lze zvat paleolineamenty a jimi vymezené části horninových celků se zřetelnými geologickými rozhraními jako paleobloky (Květ 1983).

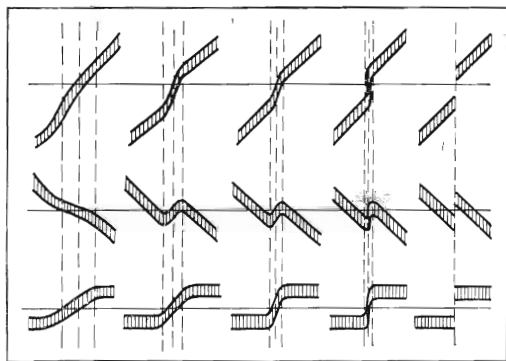
K tomu přistupuje ve smyslu Tjapkina (1979) ta skutečnost, že i hierarchicky významné primární (geotektonické) poruchy mohou být porušovány primárními poruchami různě usměrněnými (a co do významu: různých i nižších řadů), popř. s četnými sekundárními strukturně geologickými projevy, které prakticky překrývají a zastírají původní primární poruchu.

Primární „geotektonické“ zlomy mohou vznikat z přímkových úsečků různě orien-

tovaných a svírajících různé úhly (ostrý, pravý, tupý), avšak nikdy netvořících tvary zaokrouhlené.

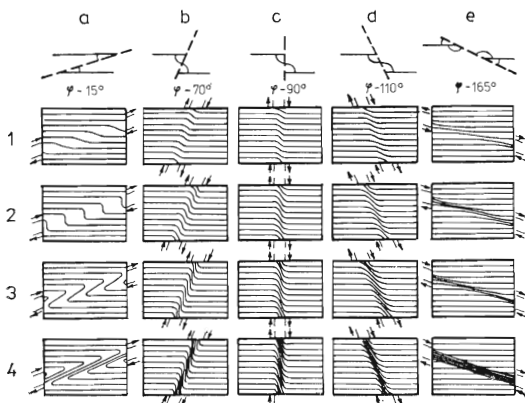
Strukturní geologie a sekundární poruchy

Strukturní geologie se zabývá jednak krystalinikem, kde rozlišení geotektonických prvků (většinou výrazných disjunktivních poruch) je proti strukturně geologické stavbě (např. usměrnění minerálů v hornině) evidentní. Sekundární závislosti v usměrnění minerálů na primárních poruchách se u nás zabýval Beneš (např. 1980). Odlišnou problematiku má strukturní geologie v sedimentárním pokryvu, v němž se nalézají projevy především sekundárních poruch, ale i poruch terciárních a ovšem i primárních. Právě zde dochází k nejčastějšímu nedorozumění. I primární poruchy prokopávané do sedimentárního pokryvu bývají neodlišený a nejsou studovány geotektonicky. Tak se ovšem stírají rozdíly mezi prvotními a druhotnými projevy a ztěžuje se pocho-



Obr. 2. Variace ve stavbě poruchových zón protínajících vrstevní strukturu v závislosti na šířce zón a na smyslu posunu vůči usměrnění vrstvy (podle Plotnikova 1981)

Fig. 2. Variations in the attitude of dislocation zones cutting a bed structure depending on the breadth of zones and the direction of shifting related to the bedding (according to Plotnikov 1981)



Obr. 3. Variace ve stavbě poruchových zón protínajících vrstevní strukturu v závislosti na orientaci (úhlu) posunu a na velikosti posunu (podle Plotnikova 1981)

Fig. 3. Variations in the attitude of dislocation zones cutting the structure and depending on the orientation (angle) of shifting and its size (according to Plotnikov 1981)

pení vlastního strukturně geologického plánu.

Při analýze tektonických jevů sedimentárního pokryvu je tedy nutno odlišovat primární poruchy prokopírovávané z fundamentu (ev. ze staršího sedimentárního podloží) tak, že je zachován plně jejich charakter v podstatě přímkových linií, křižujících se pod stejnými úhly a prakticky kolmých jako poruchy ve fundamentu, které by měly být zkoumány geotektonicky od disjunkcí sekundárního původu a od deformací závislých na sekundárních poruchách.

Pro strukturní geologii je důležité (Plotnikov 1981) uplatňování různých šířek poruchových zón působících z podloží (primárních poruch). To vede k rozdílným sekundárním tvarům souvrství (obr. 2). Tak lze také ukázat, že při pohybu např. bloku tvaru čtyřúhelníku se jako sekundární porucha může v sedimentárním pokryvu objevit zlom v plánu tvaru elipsovitého a souvrství uložené ve tvaru blí-

žícím se kulové úseči. Plotnikov (1981) také ukazuje, jak rozdíly v úklonu sekundárních poruch vedou k rozdílným strukturně geologickým projevům ve stavbě souvrství (obr. 3).

Naopak strukturně geologickým objektem by neměly být např. otázky čeřin, hieroglyfů, vějířových puklin ve vráse či mrazových klínů a podobných sedimentologických či geomorfologických jevů.

Závěr

Prostupování vlivů primárních, sekundárních a terciárních poruch, popř. i netektonických jevů vedlo k záměnám v pojetí geotektoniky a strukturní geologie. Primární poruchy jsou tedy předmětem výzkumu geotektoniky, zatímco sekundární projevy zkoumá strukturní geologie. Studium terciárních poruch zůstává na pomezí objektu strukturní geologie a jiných disciplín (sedimentologie, geomorfologie). Netektonické jevy by vlastně z hlediska výše uvedeného třídění podle hierarchie uplatňování poruch měly být přenechány geomorfologii, resp. sedimentologii. Na rozdíl od geotektonických primárních jevů jsou však netektonické projevy v strukturní geologii jasně odlišovány.

Geotektonické projevy, ačkoli nejsou vždy jednoduché a jednoznačné, se ve větším regionu ukazují jako srozumitelnější, s jistou zákonitostí a pravidelností. Geotektonicky zkoumané bloky či kry zemské kůry mohou vymezovat jednoduché tvary trojúhelníků, čtyřúhelníků (pravidelných i nepravidelných) až po komplikované polygony, z nichž některé pravidelnějšího tvaru se mohou blížit kruhovitě či elipsovité struktuře (Květ, v tisku).

Geotektonická stavba se projevuje velmi dobře při morfostrukturní analýze a potvrzuje se též při dálkovém průzkumu Země (zvláště družicovém), kde právě po-

měrně snadno zjistitelné znaky (fotolineamenty) odrážejí významné primární tektonické linie. Naproti tomu projevy strukturně geologické stavby jsou mnohem komplikovanější a především v detailu se pak jeví jako chaotické. Proto odlišení primárních poruch od sekundárních i terciárních umožňuje přistupovat k řešení geologických problémů podle povahy poruch buď geotektonicky, nebo strukturně geologicky. Takovým systémovým přístupem lze dojít rychleji k bohatším poznatkům.

LITERATURA

- Badgley, P. C. 1965: Structural and tectonic principles, *Harpers-Row, New York*.
 Beneš, K. 1980: Symetrie rozmístění pozdně tektonických variských granitoidních těles v České masívu. *Stud. geograph. (Brno)*, 70, s. 75—84.

- Billings, M. P. 1960: Structural Geology. *Prentice Hall, New York*.
 Hodgson, R. A. 1978: Hierarchy of fracture systems and their origins. *Gulf science and technology company, Pittsburgh*.
 Jaroš, J. — Vachtl, J. 1980: Strukturní geologie obecná a systematická. *Univerzita Karlova, Praha*.
 Kumpera, O. 1981: Základy geotektoniky. *Vys. škola báňská, Ostrava*.
 Květ, R. 1983: Poruchy zemské kůry a zákonitosti jejich orientace. *Stud. geograph. (Brno)*, 79, 292 s.
 Květ, R. (v tisku): „Kruhové“ struktury — jejich predispozice a vznik aneb geotektonické pojetí tzv. impaktů. *Cas. Mineral. Geol. (Praha)*.
 Plotnikov, L. M. 1981: Osnovnye problemy strukturnoj geologii. Obšč. region. geologija; geol. kartirovanie. *Obzor/VNII ekon. miner. syrja i geol. razved. rabot VIEMS, Moskva*.
 Šul'c, S. S. 1973: Planetarnaja treščinovost'. *Izdat. Leningrad. universiteta, Leningrad*.
 Tjapkin, K. F. 1979: Novaja rotacionnaja gipoteza strukturoobrazovaniya i princip unasledovanosti v geotektonike. *Geol. Ž. (Kiev)* 3, s. 49—60.

Pokračovanie zo str. 372

z biotitických granodioritov až granitov (západná časť).

Územie je výrazne tektonicky porušené. Najvýraznejšou tektonickou zónou je muránsko-divínske poruchové pásmo, široké 400—600 m, s paralelným systémom porúch smeru JZ—SV. Druhým výrazným systémom je JV—SZ a viaže sa na zlomovú, kryhovú tektoniku, výraznú najmä na okraji kryštalika (vznikla v čase dvíhania sa centrálnych častí veporika a skončila sa v pleistocéne).

V neogéne územie podľahlo intenzívnemu zvetrávaniu (povrch Ipeľskej planiny). Spolu so zvetrávacími procesmi v pleistocéne a s výraznou na tektoniku sa viažúcou eróziou vznikol súčasný morfológický členitý charakter územia.

Po geofyzikálnom a terénnom prieskume sa odporučila alternatíva III profilu hrádze dolnej nádrže. Tektonické porušenie a zvetranie hornín tu nedosahuje intenzitu porušenia alternatívy II. Nepriaznivým sa ukazuje hlboké zvetranie hornín pravostranného nadviazania s intenzívnym rozvojením povrchovej časti masívu.

Podľa výsledkov banských a geofyzikálnych prác sa zistila kaverna podzemnej hydrocentrály do pásma nepatrne tektonicky porušených hornín charakteru hybridných granodioritov so xenolitmi rúl do 5 m.

V súčasnosti prebiehajú prieskumné práce v oblasti hornej nádrže a stanovujú sa mechanické vlastnosti hornín v rozrázkach prieskumnej štólne Isabella v masíve Skleného vrchu.

Naši jubilanti

Akademik Vladimír Zoubek osemdesiatročný

Jubileum, akým sú osemdesiatiny (V. Zoubek sa narodil 23. septembra 1903 v Heřmanovom Městci), je vhodnou príležitosťou zamyslieť sa nad prínosom vedca, ktorý takmer polstoročia vplýval na vývoj geologického myslenia nielen o Českom masíve, ale aj o Karpatoch. Je to vzácna príležitosť aj preto, že ide o posledného z heroickej skupiny českých geológov, ktorej pripadla úloha sformovať prvú modernejšiu príkrovovú koncepciu stavby Západných Karpát. Navyše postavenie jubilanta v tejto skupine je osobitné vo viacerých smeroch.

Už v ranom období geologickej činnosti pripadla jubilantovi mimoriadne ťažká úloha pracovať v karpatskom kryštaliniku, v málo známych útvaroch a s nejasným vzťahom k mezozoickým masám.

Príspevky mladého V. Zoubka (1931a, b), v dnes už klasickom zborníku *Quide des excursions dans les Carpathes occidentales*, ktorý vyšiel pod redakciou A. Matějku a D. Andrusova pri príležitosti III. zjazdu Karpatsko-balkánskej asociácie ČSSR, prezradili jeho nevšedný talent, všestrannú vedeckú prípravu, ale aj vhodné zameranie usmernené (veľkým „režisérom“ prof. dr. Radimom Kettnerom) na zložité kľúčové terény. Také sú práce o exotických obliakoch z konglomerátov senónu a paleogénu bradlového pásma, ale najmä práca o geológii Vepra z okolia Podbrezovej, v ktorej poukázal na výrazné uplatnenie sa alpínskej diaforézy v zónach severného veporika a preukázal koreňové zóny spodného subtatranského príkrovu.

Po desiatich rokoch systematickej práce

v karpatskom kryštaliniku predložil V. Zoubek (1936) prvú modernú syntézu, opierajúcu sa o podrobné geologické mapy z Vepra v Nízkych Tatrách a z Malých Karpát, ktoré sám zostavil, ale aj o poznatky z ostatných jadrových horstiev, čím odstránil zaostávanie československej geológie v dôležitom úseku Karpát. Táto práca a ďalšie z tridsiatych rokov sa stali východiskovými pri riešení radu závažných otázok, ako je rozsah alpínskeho prepracovania kryštalinika, rozdiely v charaktere metamorfizmu jednotlivých zón, rozdiely v type a rozsahu granitizácie, rozloženie koreňových zón pripovrchových príkrovov a ich väzba na jednotlivé zóny kryštalinika.

Osobitne názorne vystihol zonárny charakter karpatského kryštalinika vo Vepri v členení štyroch základných pásiem — jednotiek s odlišným typom migmatitov aj metamorfítov. Základné závery V. Zoubka o členení jednotiek (ľubietovské, krakľovské, Kráľovej hole a kohútске pásmo s radom subpásiami) platia dodnes.

Prenikol do podstaty veporického, ale aj tatrického kryštalinika, a preto mohol nastoliť rad dodnes živých problémov a zaujať k nim stanovisko. Ide napr. o: rozsah diferenciácie granitoidnej magmy, a to včítane gabroidných dioritov v bratislavskom a Ľuberskom masíve; postavenie porfyrických granitov a granodioritov prašivského typu — pripisoval im genetickú väzbu s osobitnou intrúziou; a význam ortorúl v stavbe metamorfného plášťa Ľuberskeho masívu.

Pri stanovovaní veku v podstatnej časti kryštalinika zdanlivo podliehal časovým prí-

dom (zaraďoval ho do staršieho paleozoika a neskôr do proterozoika). Lenže čas nás aj v tomto prípade presviedča o progresívnosti prístupu, o potrebe zmien v náhľade na najzákladnejšie otázky, dôležité na kryštalizáciu novej kvality, nových pohľadov, a to nielen na vek horninových komplexov, lež aj prejavov geologických procesov.

V. Zoubek venoval osobitnú pozornosť členeniu granitoidných komplexov podľa ich zloženia, ale aj postavenia. S jeho menom sú späté klasické typy, veporský, síhliansky, brončocký, synkinematický typ granitoidov Kráľčky, muránske žuloruly, mikrogranity, granitoporfýry a granodioritové porfýry krakovského pásma, ale aj bratislavský a modranský typ. Cez poznanie odlišností týchto a ďalších typov vedie cesta k pochopeniu zložitosti nielen stavby, ale aj formovania kôry s jej odlišnosťami v jednotlivých zónach. A smer takej cesty svojimi prácami V. Zoubek v karpatskom kryštaliniku vytravoval.

V. Zoubek ako jeden z mála chápal karpatské kryštalinikum ako neoddeliteľnú časť, starší, ale obnovený základ alpínskej stavby Karpát. Dospel k tomu cez poznanie tektonického štýlu kryštalinika s osobitosťami, ale aj väzbami k mezozoiku. Vyčlenením viacerých digitácií v čelovej časti krakovského pásma (Zoubek in Máška — Zoubek, 1960) i poznaním vrásky Markušky (Zoubek — Snopko, 1953) urobil dôležitý krok od autoktónneho poňatia veporického kryštalinika k novej koncepcii s príkrivmi.

Veľkosť V. Zoubka je nielen v tom, že prešiel rámec koncepcie svojej generácie a postrehol ustrnutosť a príúzkosť jej niektorých princípov. Preto sa neskôr zaradil do čelného radu stúpenecov revízie staršej koncepcie (Máška — Zoubek, 1960) hľadaním nových typov štruktúrnych fenoménov, takých, akými sú antiklinoriá, synklinoriá.

Väčšina prác V. Zoubka z Karpát bola aspoň predzvestou čohosi nového, závažného.

Viaceré práce sa v pravej hodnote ukázali až po dlhšom čase. Napr. existenie glaukofanických hornín v súbore exotických zlepenčov a pestrých žúl v bradlovom pásme nadobudlo pravý význam až po polstoročí, a to vďaka novej globálnej tektonike.

Výzdvihnutím dôležitosti epimetamorfných sérií v kryštalicom jadre Malých Karpát a epimetamorfného typu kryštalinika v podloží bradlového pásma (stanoveného z obľakového materiálu vrchnokriedového zlepen-

ca) pri zonárnej stavbe kryštalinika pripravil cestu k poznaniu diferenciácie kôry pri formovaní štruktúrno-faciálnej členitosti mezozoickej geosynklinály.

Ako zakladateľská osobnosť sa V. Zoubek do histórie karpatskej geológie zapísal dielom, ktoré nastolilo problémy a dlho bude provokovať k odpovedi na rad v každej dobe aktuálnych otázok. Táto vzácna jubilatova vlastnosť pramení:

a) Z intímneho, precízneho poznania geologickej stavby vo vybraných „kľúčových“ miestach až po hranicu „splynutia“ s tajmí prírody. Odrážajú to jeho v mnohom takmer nedosiahnuteľné podrobné geologické mapy, presné, a hlavne zachycujúce iba ťažko postihnuteľné, a predsa významné odlišnosti, mapy nabité podnetmi. Územia zložitej stavby ho priťahovali a mal priam vycibrený cit pri ich výbere na detailné spracovanie.

b) Z kombinácie terénneho a regionálneho výskumu s laboratórnym výskumom. Priam príkladné je u neho zapojenie petrografie a petrológie, neskôr aj štruktúrnej geológie do riešenia závažných geologických problémov.

c) Zo stálej konfrontácie získaných poznatkov s najnovšími teoretickými prúdmi pri spájaní regionálneho výskumu s tematickým. Vďaka tomu má v našej karpatskej geológii prvenstvo v uplatňovaní iniciálnych aj subsekventných vulkanitov ako význačných ukazovateľov, smerníkov vývoja a určovateľov členitosti geosynklinály; členení magmatitov na vysoko-orogénne a postorogénne; rozlíšení viacerých typov metamorfítov pri osobitnej pozornosti metamorfovanému mezozoiku; výzdvihnutí významu tektonických štýlov s vyčlenením hlbinného a povrchového štýlu; upriamení pozornosti na vzťahy štruktúrnych fenoménov a zrudnenia; vo vyčlenení a zvýraznení významu radu smerných zlomov regionálnejšieho významu (čertovická, pohorelská, muránska, lubenícka línia).

Význam V. Zoubka ako vedúcej osobnosti čs. geológie osobitne výrazne dokladajú geologické mapy ČSR 1:200 000. Bol ich hlavným iniciátorom, hlavným redaktorom, autorom kryštalinika kľúčových listov. Toto veľkolepé dielo čs. geológie sa zapísalo zlatými písmenami do histórie našej aj európskej geológie, a to najmä vďaka metodologickej progresívnosti.

Generálne mapy predstavujú podľa jednotnej legendy v krátkom časovom úseku

spracované výsledky podrobnejších máp z celého štátneho územia. Ich osobitosťou a prednosťou je generalizácia, ale s vyzdvihnutím významu poznatkov z „kľúčových“ území pri plnom spájaní analýzy so syntézou.

A v tejto priam historickej etape sa V. Zoubek prejavil nielen ako bystrý, ostrý antityk, ale aj ako dirigentská osobnosť s nadaním predovšetkým pre jemnú syntézu. Vďaka takémuto prístupu a nevšednej, pre vedecký rozvoj takej prepotrebnej tvorivej atmosfére predstavuje obdobie zostavovania „generálok“ epizódu, žiaľ, nie dlhú, vedeckého pokroku v histórii našej geológie.

V. Zoubek po „generálovom“ období vplýval a až podnes výrazne vplýva na vývoj názorov o karpatskej geológii, najmä kryštalínika, a to hlavne svojimi štúdiami o čs. proterozoiku a ďalšími medzinárodnými akciami.

S nadobúdaním širších európskych aj celosvetových dimenzií Zoubkovej osobnosti sa prejavil jeho vplyv pri včleňovaní našej geológie do širšieho rámca, a to prostredníctvom medzinárodných geologických a tektonických máp a programov. Z pohľadu Západných Karpát prichodí osobitne vyzdvihnúť Problémovú komisiu IX akademii socialistických krajín, ktorej je zakladateľom,

prvým predsedom a jedným z hlavných formovateľov jej cieľov a programu. Tým významne prispel k možnosti širšej prezentácie výsledkov našej geológie, ale aj k jej konfrontácii so svetovou geológiou.

Pri tejto príležitosti s povďakom kvituje me jeho veľkú pomoc pri realizácii diela Tectonic map of the Carpathian Balcan system and adjacent areas, hlavne pri jej širšom medzinárodnom napojení (cez UNESCO).

Akademik V. Zoubek je nielen zakladateľom modernej geológie kryštalínika, podnes jej najlepším znalcom, ale rad slovenských geológov v ňom vidí aj svojho učiteľa, usmerňovateľa metodického postupu, stroju výskumných námetov, ale aj organizátora vedy, ktorý bol dlhé roky pri kormidle (alebo blízko neho) našej geológie. Ani túto stránku činnosti V. Zoubeka nechceme obísť; stála nie menej námahy ako vedecká práca a na nesporne prudkej ceste prispela k rozkvetu československej geológie.

Za rozsiahlu prácu, ktorú akademik V. Zoubek pre rozvoj našej geológie vykonal, mu srdečne ďakujeme, tešiť sa na jeho ďalšie vedecké práce a nové podnety. Zo srdca mu želáme zdravie a tvorivé sily, aby jeho príslovečný optimizmus ešte dlhé roky neutíchal.

Michal Maheľ

Na päťdesiatiny RNDr. Miroslava Slavkaya, CSc.



Narodil sa na severnej strane Levočských vrchov v Brezovici nad Torsou 22. júla 1933. Po päťročnom štúdiu na prešovskom gymnázii sa v ňom prebudil záujem o prírodné vedy, takže maturoval už na

priemyselnej škole banickej a geologickej v Spišskej Novej Vsi (1955).

Základné odborné vedomosti začal uplatňovať na pracoviskách Geologického prieskumu, n. p. (vtedajší Západoslovenský rudný prieskum), vo funkcii kolektora, pomocného geológa, úsekového geológa a geológa. Po úspešnom absolvovaní Prírodovedeckej

fakulty Univerzity Komenského v Bratislave (1965) pracoval ako samostatný geológ, vedúci geologickej oblasti Košice (1970) a od 1. apríla 1974 ako geologický námestník podnikového riaditeľa. Po splnení podmienok rigorózných skúšok a odhájení rigorózne práce 1970 získal titul doktora prírodovedy. V štúdiu pokračoval na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave a po obhájení kandidátskej dizertačnej práce roku 1981 získal vedeckú hodnosť kandidáta geologických vied.

Počas pôsobenia v Geologickom prieskume pracoval na rozličných problémoch. Najčastejšie to boli ložiská farebných kovov (Jasenie, Husárka, Lomnista, Poniky, Ľubietová, Špania dolina a i.), geologické mapovanie a vyhľadávanie nerastných surovín (južná časť Vtáčnika, južná časť Žiaru, okolie Kokavy nad Rimavicou, širšie okolie

Banskej Bystrice a i.). Z nerudných surovín to bol diatomit (Dúbravica), vápenec (Poniky, Kostivarska), mastenec Kokava a Jelšava), kremeň (Povrazník, Sopotnica) a i. Roku 1972 ho poverili prípravou prieskumu medených rúd v Zambii a vymenovali za technického vedúceho expedície geologického prieskumu, ktorý vykonávala firma Metalimex (Zambia) Mining Ltd. Po návrate roku 1974 bol za rezort SGÚ poverený koordináciou úlohy RVHP témy 1.8 Kritériá prognózovania nerastných surovín, v siedmej päťročnici zase koordináciou úloh 1.15 a 1.16 zaoberajúcich sa otázkami prognózovania a metodiky geologického prieskumu vybraných druhov nerastných surovín. Nový pohľad na prognózovanie medených rúd porfýrového typu vo východoslovenských vulkanitoch predložil a riešil v rámci vedeckej aspirantúry.

S dosiahnutými výsledkami oboznamoval odbornú verejnosť formou referátov a prednášok doma aj v zahraničí, takmer 50 príspevkami v odborných časopisoch a viac ako 30 nepublikovanými správami.

Aktívne pracoval vo viacerých podnikových, rezortných, krajských a celoštátnych komisiách. Už niekoľko rokov je členom Komisie pre vyhľadávanie a využívanie nerastnej surovínovej základne pri Rade ministra výstavby a techniky SSR.

Recenzoval početné projekty a správy o výskumných úlohách štátneho plánu zá-

kladného výskumu, ekonomického výskumu, ako aj mnohé odborné príspevky do odborných časopisov.

Členom Slovenskej geologickej spoločnosti sa stal roku 1965. Aktívne pracoval v pobočke Košice, kde ho zvolili za podpredsedu a roku 1978 za člena ÚV SGS v Bratislave. Po vytvorení pobočky v Spišskej Novej Vsi (1979) sa stal jej predsedom. Je členom ČSVTS. Aktívne pracuje aj na politickom, odborárskom a telovýchovnom poli. Je členom redakčnej rady časopisu Mineralia slovac.

Za dlhoročnú prácu dostal M. Slavkay významného Zaslúžilý pracovník podniku I. a II. stupňa (1970, 1975), Zaslúžilý budovateľ podniku I. stupňa (1980) a v roku 1982 pamätnú plaketu za spoluprácu pri zabezpečovaní úloh podniku. Pri príležitosti Dňa baníkov (1970) dostal štátne banícke vyznamenanie Za pracovnú vernosť a roku 1978 rezortné vyznamenanie Najlepší pracovník Geologickej služby. Za zásluhy o rozvoj Vysokej školy technickej v Košiciach mu udelili pamätnú medailu VŠT (1977).

Pri zavŕšení piatich decénií života RNDr. Miroslava Slavkaya, CSc., želáme jubilantovi pevné zdravie, neochabujúci životný elán, nové úspechy v práci na prospech našej geológie, spokojnosť a pohodu v osobnom živote.

Ján Bartalský

RNDr. Pavel Ostrolucký päťdesiatročný



28. júla 1983 sa päťdesiatich rokov dožil riaditeľ bratislavského závodu IGHP, n. p., Žilina RNDr. Pavel Ostrolucký.

Z rodného Podpoľania po ukončení Gymnázia vo Zvolene odišiel roku 1952 študo-

vať na Prírodovedeckú fakultu Karlovej univerzity v Prahe. Promoval roku 1956 v odbore inžinierska geológia.

Pracovať začal v Ústave stavebnej geológie Žilina. V roku 1957 nastúpil na Krajský

poľnohospodársky projekčný ústav do Banskej Bystrice. Viedol tam prieskumnú skupinu, zabezpečoval požiadavky inžinierskej geológie a hydrogeológie najmä v súvislosti s kolektivizáciou poľnohospodárstva v Stredoslovenskom kraji. V spolupráci s odbornými geologickými organizáciami získal pozoruhodné poznatky z hydrogeológie neovulkanitov Krupinskej vrchoviny. Prvýkrát vyslovil náhľad o potenciálnom zvodnení sedimentárno-vulkanických hornín. Teoretické úvahy postupne overil na konkrétnych lokalitách.

Od roku 1954 pracoval v Inžinierskogeologickom a hydrogeologickom prieskume, n. p., Žilina. Zúčastnil sa na prieskume pre širokorozchodnú trať v oblasti Slanských

vrchov. Po jeho ukončení riešil hydrogeológiu neogénnych regiónov Podunajskej panvy. V rokoch 1969—1970 pôsobil v expedícii Sudán ako vedúci geológ. Po záverečnom spracovaní výsledkov hydrogeologického prieskumu (v centrálnej časti Sudánu) ho vymenovali do funkcie vedúceho geológa závodu v Bratislave. Celý práce prieskumu s poznatkami výskumných pracovísk. Zúčastnil sa aj na riešení rezortných výskumných úloh a úloh technického rozvoja, na príprave a realizácii úloh na ochranu a využitie podzemnej vody na území Žitného ostrova, ako aj úloh inžinierskej geológie pre vodné diela na Dunaji a jadrovú energetiku. Roku 1980 vymenovali jubilanta do funkcie riaditeľa bratislavského závodu IGHP.

Významná je práca RNDr. P. Ostroluckého v Slovenskej banskej spoločnosti, v Slovenskej geologickej spoločnosti, ako aj jeho publikačná činnosť. Spolupracuje s tlačou a Čs. filmom pri propagácii a popularizácii

slovenskej prieskumnej geológie. Nemožno nespomenúť ani jeho dlhoročnú prácu vo vyšších odborových orgánoch.

Práca jubilanta mala vždy široký záber a sledovala celospoločenské uznanie geológie a jej ustavičný rast. Je prejavom jeho cieľavedomej spoločenskej angažovanosti, v ktorej vedel vždy spájať odbornú a pracovnú náročnosť vedúceho pracovníka s hlboko ľudským prístupom k riešeniu osobných problémov spolupracovníkov a s jemu vlastnou srdečnosťou rozdávať zo svojho životného optimizmu iným.

Dlhoročnú odbornú, riadiacu, hospodársku a spoločenskú činnosť RNDr. Pavla Ostroluckého ocenilo vedenie podniku IGHP Žilina a Slovenský geologický úrad v Bratislave a udelili mu viacero vyznamenaní. Podobného uznania sa mu dostalo aj od odborových orgánov.

Pripájame sa k početným gratulantom z radov slovenských geológov, spolupracovníkov a priateľov a želáme RNDr. Pavlovi Ostroluckému dobré zdravie, mladistvý elán a ďalšie úspechy v práci a osobnom živote.

Pavel Tkáčik — Pavol Bujalka

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Štatút udeľovania Medaily J. Slávika SGS

Slovenská geologická spoločnosť (ďalej len Spoločnosť) sa svojou rozsiahlou, integrujúcou a veľmi bohatou činnosťou vo všetkých odboroch geologických vied v celoštátnom meradle zaraďuje medzi popredné spoločnosti a jej pôsobnosť a vedecký význam značne presahuje hranice ČSSR.

Z tohto hľadiska je užitočné, aby Spoločnosť vyznamenávala svojich členov, ktorí sa významne zaslúžili o jej propagáciu a rozvoj, ako aj o spoluprácu s ČSMG a zahraničnými geologickými spoločnosťami.

Preto dal Ústredný výbor Spoločnosti roku 1980 vyhotoviť Medailu J. Slávika Slovenskej geologickej spoločnosti, ktorá má dôstojne reprezentovať Spoločnosť pred ce-

lou verejnosťou doma aj v zahraničí. Medaila J. Slávika SGS bola zriadená na počesť predčasne zosnulého mladého slovenského vedca a významného organizátora slovenskej geológie.

Zásady postupu pri navrhovaní, schvaľovaní a udeľovaní Medaily J. Slávika SGS

Návrh na udelenie Medaily J. Slávika SGS môže podať každý riadny člen Spoločnosti Ústrednému výboru SGS. Návrh sa podáva písomne a jeho zdôvodnenie musí vychádzať zo Štatútu udeľovania Medaily J. Slávika SGS. Návrh prerokúva a schvaľuje Ústredný výbor SGS. Medailu odovzdáva predseda

Spoločnosti alebo ním poverený člen vý- Evidencia
boru.

Medaila sa udeľuje:

I. Členom Spoločnosti:

1. Funkcionárom Spoločnosti za ich významnú činnosť pre rozvoj spoločnosti.

2. Členom za mimoriadne aktívnu činnosť v rámci Spoločnosti a za významné zverejnenie a progresívne práce v ktoromkoľvek odbore geologických vied.

3. Členom Spoločnosti pri životných jubileách za významnú vedeckú činnosť a nepretržité členstvo v Spoločnosti.

II. Členom Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu za významnú vedeckú a aktívnu činnosť pre rozvoj spolupráce so Slovenskou geologickou spoločnosťou.

III. Členom zahraničných geologických spoločností za rozvoj spolupráce so Slovenskou geologickou spoločnosťou.

Ústredný výbor Slovenskej geologickej spoločnosti dal vyhotoviť 50 kusov medailí. Medaily sú uložené na sekretariáte SGS. O medaile sa vedie evidencia, pretože ide o predmet významnej spoločenskej hodnoty a predstavuje formu uznania a vďačnosti za zásluhy o rozvoj Slovenskej geologickej spoločnosti a za vynikajúce výsledky na poli vedy, a tým aj za rozvoj socialistickej spoločnosti. Je založená a vedie sa matričná kniha obsahujúca tieto rubriky: poradové číslo medaily, meno vyznamenaného, dôvod, za ktorý bola medaila udelená, dátum odovzdania medaily, poznámka.

RNDr. Ondrej Franko, CSc.,
vedecký tajomník SGS

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.,
predseda SGS

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 15, číslo 4, september 1983.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51. Košice, tel. 209 53. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 7. 9. 1983.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia

Prehľad chemického zloženia podzemnej vody Santovky
Review of chemistry of ground-water in the Santovka area

Tab. 1

Označenie vrtu																						
	HG-1	HG-3	HG-5	B-16	HG-4		B-6		B-9		B-11		B-14		B-15		B-11	B-13	B-14	B-16	B-3	B-10
minerali- zácia (mg . l ⁻¹)	—	—	—	—	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	—	—	—	—	—	—
Na ⁺	866,86	844,5	767,06	777,20	1447,41	4304,04	2830,05	4676,13	3013,83	3591,39	2386,83	3651,36	2454,76	4545,78	3617,49	4911,25	6413,1	6821,56	6214,08	6538,81	6236,0	6063,24
K ⁺	23,80	27,2	26,8	49,20	156,80	554,30	243,00	580,40	326,68	384,00	220,01	420,00	164,80	564,60	453,10	648,83	931,50	1032,94	828,78	958,64	878,60	853,07
Li ⁺	5,20	4,6	5,4	8,3	40,80	104,80	63,00	107,30	82,80	71,2	80,0	98,00	52,60	60,00	100,00	136,00	150,40	180,00	147,20	174,00	152,00	156,00
Ca ²⁺	—	—	—	—	4,80	12,40	1,51	3,40	8,20	11,20	6,60	10,44	6,80	15,20	1,77	2,72	17,00	23,60	28,40	3,20	19,20	21,60
Mg ²⁺	146,69	114,62	98,99	98,99	120,24	337,76	355,02	467,37	234,65	368,70	240,48	343,08	317,48	432,80	336,67	413,22	495,38	578,75	506,61	546,69	513,02	484,17
Fe ²⁺	32,10	33,56	26,02	26,02	33,56	115,76	82,30	121,20	78,80	100,70	69,06	96,30	83,17	128,90	92,41	139,84	162,94	150,78	168,29	162,45	155,64	153,70
Mn ²⁺	0,22	0,33	0,06	0,12	0,15	0,03	1,66	1,54	1,28	0,48	0,75	3,35	0,11	0,14	0,14	0,54	5,80	0,08	2,40	0,09	0,02	0,31
Cl ⁻	0,34	0,44	0,06	0,27	0,25	0,34	0	0,17	0,06	0,74	0,45	0,16	1,30	1,37	0,27	0,25	0,57	0,21	0,39	0,16	0,10	0,08
SO ₄ ²⁻	46,44	12,80	18,90	9,98	70,00	412,80	162,60	448,40	190,00	314,60	122,40	228,00	210,20	442,40	252,40	413,40	590,00	950,00	629,31	709,00	660,00	640,00
HCO ₃ ⁻	110,28	17,28	22,22	36,20	56,37	487,62	261,50	448,78	279,41	297,90	139,91	262,53	153,08	413,00	406,56	528,40	656,75	958,80	565,40	695,43	587,21	568,69
H ₂ SiO ₃	463,70	549,16	451,5	489,80	878,60	2160,00	1637,10	2422,53	1769,50	1970,90	1458,33	2147,83	1409,51	2410,20	1922,06	2513,94	3343,77	2892,25	3264,46	3227,85	3203,44	3118,02
t °C	36,60	77,88	103,84	57,56	63,91	43,93	20,48	27,20	22,00	47,00	31,81	14,91	40,76	33,00	26,36	46,83	15,58	19,47	22,07	17,56	25,96	27,26
CO ₂	12	14	13	12	13	14	14	14	13	13	14	13	11	14	13	13	15,5	16,0	15	15	26	27
H ₂ S	55,0	118,80	101,20	123,20	970,0	2480,0	2036,76	1948,80	1275,0	1238,0	1050,0	1276,0	1600,0	1108,00	1408	1848,00	2300	98,0	2175,0	1452,0	1260,00	1892,00
J ⁻	0	0	0	0	0	2,10	st.	0	2,38	1,08	0,81	0	0	0	0,54	0,12	2,85	0	3,26	0	6,52	4,21
B ₁ ⁻	—	st.	—	—	0	0	0	0,56	0,10	0	0,10	0	0	0,10	0,20	0,20	st.	0,25	0,15	0,10	st.	0
S ₁ (spolu)	—	st.	—	—	0	0	0,63	2,16	1,50	1,50	1,00	1,50	1,00	3,00	1,00	2,00	3,00	4,00	2,50	3,50	2,5	4,50
S ₁ (Cl)	10,50	9,22	13,48	15,09	17,94	38,19	27,25	35,89	27,85	31,85	21,04	25,29	28,32	34,84	33,12	36,13	35,63	49,60	35,57	39,54	37,03	36,96
S ₁ (SO ₄)	10,28	3,67	4,5	3,1	11,25	18,72	12,46	20,49	13,34	18,73	11,41	13,64	18,40	20,60	15,13	18,08	19,55	28,5	17,85	22,87	22,34	22,29
S ₂	—	3,67	5,4	8,31	6,68	19,26	14,79	15,08	14,48	13,09	9,62	11,59	9,60	14,2	17,97	18,02	16,06	21,2	11,84	14,61	14,67	14,61
A ₁	21,84	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A ₂	0	4,458	2,058	9,82	32,56	11,73	6,17	10,30	21,12	11,41	20,46	21,63	1,85	11,99	14,71	13,73	19,40	6,47	17,31	13,78	16,87	17,60
A ₃	67,47	86,040	84,40	74,93	49,41	50,04	66,40	53,69	50,88	56,63	58,31	52,78	69,66	53,13	52,10	50,09	44,69	43,81	46,99	46,66	46,10	45,42
Dátum odberu	0,182	0,281	0,052	0,150	0,08	0,02	0,61	0,09	0,13	0,09	0,14	0,26	0,15	0,03	0,03	0,04	0,267	0,01	0,12	0,01	0,00	0,02
	20. 2. 1979	2. 6. 1972	22. 1. 1978	21. 3. 1978	23. 5. 1973	2. 8. 1973	4. 10. 1971	17. 1. 1974	17. 10. 1974	17. 4. 1974	24. 9. 1973	19. 2. 1973	15. 1. 1974	25. 4. 1974	25. 9. 1978	16. 11. 1974	15. 8. 1972	10. 11. 1972	9. 10. 1973	16. 11. 1978	23. 5. 1973	25. 8. 1972
obyčajná podzemná voda			studená kyselka s premenlivou mineralizáciou														studená stredne mineralizovaná kyselka				nízkotermálna kyselka	

Radan Květ

Čím se liší geotektonika od strukturní geologie; poruchy primární a sekundární

What are the differences between geotectonics and structural geology; primary and secondary faults

373

AKTUALITY

NEWS

Olga Čontofalská — Ján Jahn

Baryt z neovulkanitov Pohronskej pahorkatiny

Baryte from neovulcanites in the Pohronská pahorkatina area

330

KRONIKA

CHRONICLE

Michal Maheľ

Akademik Vladimír Zoubek osemdesiatročný

Eighty years of Academician Vladimír Zoubek

379

Ján Bartalský

Na päťdesiatiny RNDr. Miroslava Slavkaya, CSc.

To the fifty years of RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.

381

Pavel Tkáčik — Pavol Bujalka

RNDr. Pavel Ostrolucký päťdesiariročný

Fifty years of RNDr. Pavel Ostrolucký

382

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

A. Matejček

Inžinierskogeologické problémy lokality Ipeľ

Engineering-geological problems of the Ipeľ locality

372

Ondrej Franko — Ondrej Samuel

Štatút udeľovania Medaily J. Slávika, SGS

Endowment rules of the J. Slávik Commemorative Medallion of the Slovak Geological Society

383

RECENCIE

BOOK REVIEW

Stanislav Jacko

R. C. Clay — N. J. Price (eds.): Thrust and Nappe Tectonics

362

VYDAVATEL: Vydavatelství a nakladatelství Literární klub, spol. s r. o., Praha 1, Na Příkopě 11, 110 00, tel. 222 311 111, fax 222 311 112, e-mail: literarni.klub@lkn.cz, www.literarni.klub.cz

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374