MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 11 • ČÍSLO 3

alfa Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry ● BRATISLAVA ● 1979

MINERALIA SLOVACA

Vol. 11
(1979)
No 3
193—288

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological-research organizations

Vedúci redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc.
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.

Redakčná rada: p. g. Juraj ANTÁŠ, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., akademik Bohuslav CAMBEL, RNDr. Jozef ČVERČKO, CSc., prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ, RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., Ing. Ján KOZÁČ, Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., akademik Michal MAHEĽ, Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc., prof. Ing. Milan MATULA, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, CSc., RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Miroslav SLAVKAY, RNDr. Ivan ŠARÍK, RNDr. Pavol TKÁČIK, Ing. Milan ŤAPÁK, CSc., prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Imrich VARGA

OBSAH — CONTENTS

Ivan Čillík — Pavol Hvožďara: Niektoré otázky geologickej pozície a genézy scheelitu v okolí Čierneho Baloga a v tatroveporidách — Some problems of geological position and genesis of the scheelite in the vicinity of Čierny Balog village and in the Tatroveporides (Middle Slovakia) 193

Ján Turan — Lídia Vančová: Bridlice magnezitových ložísk v karbóne Spišsko-gemerského rudohoria — Shales of magnesite deposits in the Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia) . . . 205

Lídia Vančová — Ján Turan: Výskyty síranov na magnezitových ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria — Sulphates on magnesite deposits of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. 219

Miroslav Hrašna — Vladimír Shánělec: Zostavovanie mapy inžinierskogeologickej rajonizácie pomocou počítača — Assembly drawing of engineering-geological rayonization maps using computer technique 229

SPRÁVY — REPORTS

Miroslav Slavkay: Ďalšie výskyty ultrabázických efuzív v chočskom a krížňanskom príkrove pri Banskej Bystrici — Further occurences of ultrabasic effusives in the Choč and Krížna nappes in the vicinity of Banská Bystrica (Middle Slovakia) 239

Ján Spišiak — Dušan Hovorka: α-tridymitový opál z kôry zvetrávania ultrabázického telesa pri Hodkovciach — α-tridymite opal from the crust of weathering on the ultrabasic body near Hodkovce (East Slovakia) . . . 247

Milan Háber: Violarit zo žily Mäsiarka pri Gelnickej Hute (Spišsko-gemerské rudohorie) — Violarite from the Mäsiarka vein near Gelnická Huta settlement, Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia) 255

DISKUSIA — DISCUSSION

Michal Maheľ: Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatríd — Fatric and not Šiprúň; a new view onto the tectonic subdivision and structure of the Tatrides 263

pokračovanie obsahu na 3 strane obálky

Mineralia slovaca, **11** (1979), 3, *193—204*, Bratislava

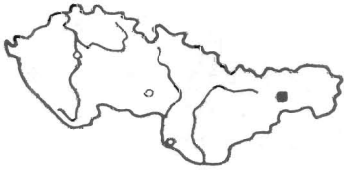
Niektoré otázky geologickej pozície a genézy scheelitu v okolí Čierneho Baloga a v tatroveporidách

(2 obr. a 2 tab. v texte)

IVAN ČILLÍK — PAVOL HVOŽĎARA*

Некоторые вопросы геологического положения и генезиса шеелита в районе Чёрного Балога и татровепоридах

В статье описано шеелитовое оруденение в кристалических породах вепорид в средней Словакии, которое первоначально могло быть стратиформного характера и могло принадлежать вольфрамо-сурьмяно-ртутной рудной формации эксгаляционно-осадочного происхождения. Позднее благодаря контактному метаморфизму происходит редепонирование и довольно устойчивого шеелита.



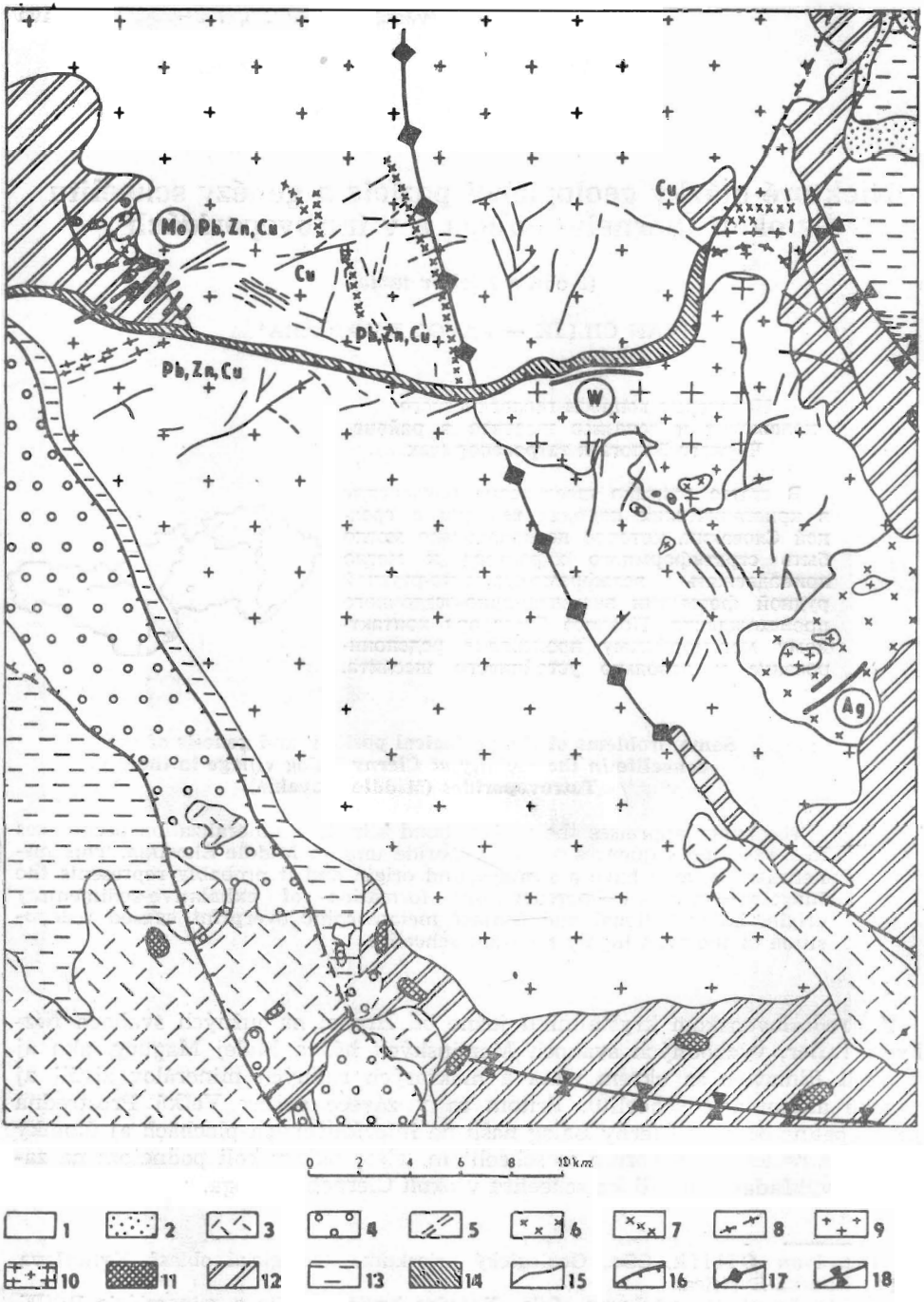
Some problems of the geological position and genesis of the scheelite in the vicinity of Čierny Balog village in the Tatroveporides (Middle Slovakia)

The paper appraises the newly found scheelite mineralization occurences in crystalline sequences of the Veporide unit in Middle Slovakia. This mineralization may have a strata-bound origin and it probably represents the tungsten—antimony—mercury ore formation of exhalative-sedimentary origin. Later regional and contact metamorphic overprint caused redeposition of the even highly resistant scheelite.

V stredoslovenskom kryštaliniku južne od Hrona, na južných svahoch Nízkych Tatier, východných svahoch Martinských hôľ a Malej Magury, ako aj v okolí Rimavice sa okrem zlata a niektorých rudných minerálov zistili aj vysoké akumulácie scheelitu. Pritom sa v závere doliny Veľká Prostredná juhozápadne od obce Čierny Balog našli na interfoliačných plochách aj úlomky silne prekremenených hornín so scheelitom. Tieto nálezy boli podnetom na započatie vyhľadávania ložiska scheelitu v okolí Čierneho Baloga.

* Ing. Ivan Čillík, CSc., Geologický prieskum, Geologická oblasť, Kynceľova, 974 01 Banská Bystrica.

RNDr. Pavol Hvožďara, CSc., Katedra kryštalografie a mineralógie PFUK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.


Mo
Pb, Zn, Cu
Cu
Pb, Zn, Cu
Pb, Zn, Cu
Cu
W
Ag
0 2 4 6 8 10 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

Pracovná hypotéza o geologickom postavení a genéza scheelitu, ktorá je pre metodiku vyhľadávania dôležitá, a o tom, že scheelit vznikal pri vysokej teplote, vyplynula z predstáv P. Hvožďaru (1967, 1971a, b) a opierala sa iba i mineralogický výskum šlichov, najmä z okolia Čierneho Baloga. Bola v súlade aj s geologickou stavbou a genézou ložiska scheelitu Grynčarica v západných Rodopách v Bulharsku, ktoré sa neskôr stalo objektom dvojstrannej bulharsko-československej vedeckotechnickej spolupráce. Nové výsledky vyhľadávania scheelitového zrudnenia pri Čiernom Balogu, nález a pozícia scheelitu v antimónovom ložisku Dúbrava (I. Čillík — P. Hvožďara — J. Michálek 1978) a nález scheelitu v balvane amfibolitov pri Čiernom Balogu túto pôvodnú predstavu spochybnili. Výsledky geologického výskumu a prieskumu scheelitu vo východných Alpách (H. Höll — A. Maucher 1976) upozornili, že genézu ložísk scheelitu možno interpretovať aj ináč, čo môže mať zásadný vplyv na zmenu metodiky ich vyhľadávania aj v Západných Karpatoch.

Porovnanie geologickej stavby území a pozície scheelitu na ložiskách Grynčarica, Východné Alpy a Čierny Balog

Územie spomenutých ložísk a okolie Čierneho Baloga budujú horniny kryštalinika proterozoického a paleozoického veku. Mladšie útvary sú rozšírené len ojedinele a patria už do vyšších štruktúrnych etáží. Spoločným znakom geologickej stavby územia Grynčarica a Čierny Balog je prevaha vyvrelín v kryštalinickom masíve a kontrola ich fáz zlomami. Vo Východných Alpách sú ložiská scheelitu kontrolované litofaciálne a priestorovo sa viažu na metasedimentárne a metavulkanické série hornín staršieho paleozoika. Asociácia rudných minerálov ložiska Grynčarica a šlichov z okolia Čierneho Baloga je jednoduchá a veľmi podobná a od východoalpských ložísk sa odlišuje neprítomnosťou berylu.

◄

Obr. 1. Geologickoštruktúrna mapa okolia ložiska Grynčarica v Západných Rodopách v Bulharsku, M 1 : 200 000. Podľa materiálov S. Dimitrova et al. (1975) zostavil I. Čillík (1975)
1 — štvrtohorné útvary, 2 — pliocénne sedimenty, 3 — paleogénne ryolity a ich tufy, 4 — sedimenty paleogénu; paleozoikum: 5 — lamprofýry, 6 — muskovitické pegmatitoidné granity, 7 — kremenité porfýry, 8 — porfyrity, 9 — strednozrnitý až hrubozrnitý biotitický granit až granodiorit, 10 — porfyrický biotitický granit, 11 — metamorfované ultrabáziká; proterozoikum: 12 — pestrá séria rúl, svorov, fylitov a mramorov, 13 — leptity vo svoroch, 14 — babäšsko-grašovský prešmyk, 15 — rudné žily, 16 — zlomy, 17 — osi synklinál; ložiská: W — Grynčarica, Mo — Babäk, Ag — Sreben
Fig. 1. Geological and structural map of the Gryncharitza deposit in Western Rhodope Mts. Bulgaria. According to materials of S. Dimitrov et al. 1975 compiled by I. Čilík 1975. Explanations: 1 — Quarternary, 2 — sediments, Pliocene, 3 — rhyolite and tuff, Paleogene, 4 — sediments, Paleogene, 5 — lamprophyric rock, 6 — muscovite pegmatitoide granite, 7 — quartz porphyry, 8 — porphyrite, 9 — middle- to coarse-grained biotite granite to granodiorite, 10 — porphyric biotite granite, 11 — metamorphosed ultrabasic rock (5—11 Paleozoic), 12 — variegated sequence of gneiss, mica-schist, phyllite and marble, 13 — leptinite intercalation in gneiss (12—13 Proterozoic), 14 — the Babaekh-Grashov overthrust, 15 — ore vein, 16 — fat, 17 — synclinal axis, ore deposits: W — Gryncharitza, Mo — Babaek, Ag — Sreben

Stručná charakteristika ložiska Grynčarica v Západných Rodopách

Západorodopský kryštalinický masív je antiklinálou (obr. 1), ktorú budujú erozívne zvyšky kryštalických bridlíc na ramenách a vyvreniny v strednej časti (S. Dimitrov et al. 1975). Kryštalické bridlice sa skladajú z granitizovanej ruly, pararuly, migmatitu, mramoru s vložkami vápnitej bridlice, svoru a amfibolitu. Vyvreniny prevažne granitoidného typu sú popretkávané žilnými fáciami intruzív, pegmatitmi, aplitmi a kremeňom. Ultrabáziká sú ojedinelé. V synklinálnych prahoch sú treťohorné sedimenty a vulkanity. Vyvreniny vznikli spravidla v paleozoiku, ale pegmatitoidný muskovitický granit vznikol podľa niektorých geológov až na rozhraní kriedy a paleogénu.

Najstaršie sú strednozrnité a porfyrické biotitické a hrubozrnité dvojsľudnaté granodiority až granity, ktoré sprevádza front granitizácie a migmatitizácie plášťa. Tieto najrozšírenejšie vyvreniny sprevádzajú žily kremenitých porfýrov, porfyritov, pegmatitov a aplitov. Metamorfne konsolidovaným blokom kryštalinika miestami prenikajú žily a pne drobnozrnitého biotitického granitu, mladšieho pegmatitu a lamprofýru. Koncom tohto intruzívneho cyklu alebo oveľa neskôr ojedinele intrudovali pegmatitoidne muskovitické granity, známe hlavne z porfyrických variet starších intruzív. Hlavnými minerálmi granitov sú ortoklas, plagioklas, kremeň a muskovit a medzi akcesorickými minerálmi sa okrem granátu, pyritu, magnetitu, rutilu, titanitu a zirkónu našiel scheelit s oranžovou luminiscenciou (vysoký obsah molybdénu).

Západorodopská antiklinála sa formovala v priebehu hercýnskej a alpínskej orogenetickej epochy a preniká cez ňu zložitá polychrónna sústava zlomov. Najstarším je babášsko-grašovský prešmyk (obr. 1) paleozoického veku, ktorý hlavne v nadloží a vo východnej časti kontroluje rôznosmerné žily pegmatitov, aplitov a kremeňa. Do mladšej sústavy zlomov patria zrudnené a porudné poruchy.

Kulisovite usporiadané rudné telesá ložiska Grynčarica západovýchodného smeru so sklonom 30° na S sú v grynčarickom zlome, ktorý je s babášsko-grašovským prešmykom paralelný. Ložisko je porušené len ojedinele. Tvar rudných telies je žilný, žilníkový, hniezdovitý a impregnačný. Mineralizačný proces bol niekoľkofázový. Tvorila ho:

1. hydrotermálno-pegmatitová fáza, priemyslovo najvýznamnejšia: mikroklín, kremeň, scheelit, sulfidy vo forme hniezd, šmúh a impregnácií v granitoidoch;
2. hydrotermálna fáza, s nepatrným priemyslovým významom: kremeň, scheelit, pyrit vo forme žíl a žiliek v ultramylonitoch.
3. hydrotermálna fáza: chlorit, zeolit, karbonáty na puklinách.

Okrem rudných minerálov sú v rudnej zóne úlomky granitov, fylonitov a hojný je kremeň a mikroklín.

Tektonická kontrola zrudnenia je typická aj pre širšie okolie ložiska, kde rôznosmerné zlomy kontrolujú geochemicky a časovo diferencované typy zrudnenia: scheelitové, molybdénové a polymetalické (obr. 1).

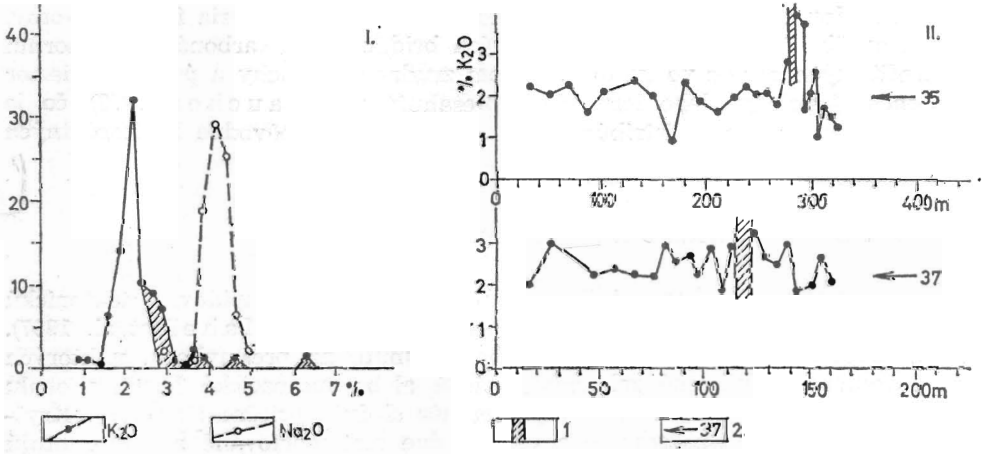
Niekoľko geochemických údajov o ložisku Grynčarica

Pri vzniku vysokotemperovaných rudných formácií intraplutonického a periplutonického typu je charakteristickou črtou mineralizačného procesu alka-

lická, a hlavne draselná metasomatóza. Na tieto účely sa na ložisku Grynčarica sledovala distribúcia obsahu K_2O a Na_2O v rudnej zóne v prekopoch a vrtoch (obr. 2, 285 vzoriek). Obsah K_2O kolíše od 1,81 (ojedinele 1,59) až do 2,96 % (ojedinele 6,43 %) a Na_2O od 2,84 % (ojedinele 2,18 %) do 3,5 % (ojedinele 4,84 %) a k zrudneniu nemá nijaký priestorový vzťah. Komplikovaný charakter distribúcie obsahu K_2O (obr. 2, časť I) pripúšťa možnosť nepatrnej účasti draselnej metasomatózy v mineralizačnom procese. Monomodálny tvar histogramu obsahov Na_2O môže byť dôvodom predpokladať, že tento prvok do mineralizačného procesu nevstupoval.

Pri štúdiu štruktúry primárneho geochemického poľa (S. Dimitrov et al. 1975) sa vo vzorkách z vrtných jadier sledovala distribúcia obsahu Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Mo, W, Sn, Ag, Bi, As, Ba, Sr, Ge a korelačné vzťahy medzi nimi (emisná spektrálna analýza, údaje v semikvantitatívnej exponenciálnej stupnici, citlivosť 10 ppm). Pomocou výpočtovej techniky sa v rudnej zóne štatisticky vyčlenili dve geochemické asociácie: W — Mo a Pb — Zn — Cu. Rudnú zónu charakterizoval zvýšený obsah W, Mo, Bi, Pb, Zn, Ag, Cu, ktoré sú rozptýlené v celom jej priestore. Iba obsah Bi sa koncentroval v nadložnej časti. Výrazné korelačné vzťahy (hodnoty koeficienta korelácie nad 0,7) sa zistili len medzi obsahom Pb, Zn a Ag. Chýba korelácia medzi volfrámom a ostatnými prvkami.

Pri mineralogickom bádaní mechanickej aureoly rozptylu v alúviu v okolí ložiska sa v paramagnetickej frakcii konštatovala prítomnosť monazitu a xenotímu, v diamagnetickej scheelitu, barytu, galenitu, ceruzitu, wulfenitu, pyromorfitu, anglesitu, vanadinitu, sfaleritu, zlata, bizmutitu a kupritu.



Obr. 2. Štatisticko-grafické zhodnotenie distribúcie obsahov K_2O a Na_2O v prekopoch a povrchových vrtoch v rudnej zóne ložiska Grynčarica v Bulharsku. I. Čillík (1975)
I — histogramy obsahov, II — kolísanie obsahu K_2O v okolí ložiska vo vrtoch, 1 — rudné teleso, 2 — číslo povrchového vrtu

Fig. 2. Graphical plot of potassium oxide and sodium oxide distribution statistics in croscuts and surficial drillings on the mineralized zone of the Grynchariza deposit, Bulgaria. Plotted by I. Čillík 1975. Explanations: I — histograms of contents, II — fluctuation of potassium oxide content around the deposit in drillings, 1 — ore body, 2 — surficial drilling number

Stručný opis východoalpských ložísk scheelitu

Reprezentantmi krajných členov východoalpských ložísk scheelitu sú ložiská Kleinerarltal a Felbertal, vzdialené od seba 65 km. Odlišujú sa zložením okolitých hornín, tektonickou pozíciou zrudnenia, stupňom metamorfózy a paragenézou rudných minerálov.

Scheelitové výskyty v Kleinerarltale sú v kremeňovo-fylitovej rudonosnej formácii. Scheelitová ruda je prakticky bez molybdénu a viaže sa prevažne na karbonátové horniny, ojedinele vystupuje aj v tenkých kvarcitových polohách a v čiernych bridliciach. Impregnácie scheelitu, hniezdovité bonanzy a výplň puklín sú prevažne v masívnych a v zrnitých dobre zvrstvených dolomitoch, lokálne v tmavosivom až tmavom vápenci paleozoického veku. Rudonosná séria je fáciou bohatou na bitúmeny a má dobre zachovanú sedimentárnu textúru. Minerálna asociácia ložiska je veľmi jednoduchá a tvorí ju scheelit, pyrit, kremeň, ojedinele chalkopyrit a zlato.

Rudné ložisko Felbertal sa geneticky spája (H. Höll — A. Maucher 1976) so submarinným vulkanizmom. Rudonosná séria je bezkarbonátovým vulkanosedimentárnym súvrstvím staršieho paleozoika. Horniny sú metamorfované do fácie zelených bridlíc a pôvodné textúry rudnej substancie tektonicky modifikované do žíl a impregnácií. Minerálna asociácia ložiska je pestrejšia. Tvorí ju scheelit, pyrotín, chalkopyrit, molybdenit, beryl, bizmutín, bizmut, zlato a striebro.

Z východoalpských ložísk sú nateraz známe dva typy zrudnenia: konkordantné polohy a šošovky a pravé žily viažúce sa na tú istú stratigrafickú jednotku (ordovik až silúr). Rudonosnou formáciou je pestrá séria fylitov, svorov, rúl a amfibolitov s polohami grafitických bridlíc alebo karbonátových hornín a grafitických bridlíc vo fylitoch. Pritom zrudnené poruchy a pukliny priestor rudonosnej polohy alebo formácie nepresahujú (A. Maucher 1976), čo je aj argumentom pre redistribúciu rudnej substancie z pôvodne konkordatných sedimentárnych polôh.

Geologická stavba okolia Čierneho Baloga

Horniny prevažne kryštalinika majú v širšom okolí šupinovitú tektonickú stavbu sformovanú do antiklinória smeru JZ—SV (M. Maheľ et al. 1967). Tektonické subzóny sú od JV na seba nasunuté na prešmykoch, v ktorých sú miestami zavrásnené mladopaleozoické alebo mezozoické horniny obalu kryštalinika. Sedimenty i vulkanity treťohôr sledujú priečne štruktúry. Kryštalické bridlice sú progresívne a retrográdne metamorfované a reprezentujú ich metamorfné stupne od fylonitov až po migmatity a granitizované ruly („žuloruly"). Kryštalinikum je v severozápadnej časti územia prevažne sedimentárneho pôvodu, v juhovýchodnej sú to vyvreniny. Sedimenty patria podľa J. Kamenického (in M. Maheľ et al. 1967) do jarabskej série, sú výrazne geosynklinálneho pôvodu, flyšoidnej povahy a majú podradné prejavy diabázového vulkanizmu staroproterozoického a strednoproterozoického veku. Výskum územia v ostatnom období naznačuje, že sa časť kryštalických bridlíc pestrého zloženia („fylonity") veľmi podobá inventáru hornín hronského komplexu (A. Klinec 1966), ktorý budujú vulkanoklastické, vulkanické

a sedimentárne horniny. Palinologická analýza (A. Klinec et al. 1975) niektorých hornín tohto komplexu poukázala na ich staropaleozoický vek.

Granitoidy reprezentuje hlavne postkinematická variská intrúzia biotitického granodioritu až kremitého dioritu typu Sihla (J. Kamenický in M. Maheľ et al. 1967). Ten miestami prechádza do porfyrickej variety — biotitického granodioritu až granitu veporského typu, ktorý predstavuje autometamorfovaný sihliansky typ. Túto intrúziu sprevádza migmatitizácia a metasomatická granitizácia.

Hrončocký granit sa priestorovo viaže na pohorelský zlom. Látkovým zložením sa od granitoidov veporského typu neodlišuje. V. Zoubek a J. Kamenický (in M. Maheľ et al. 1967) ho zaraďujú na záver procesov, ktoré sformovali sihliansko-veporskú intrúziu. D. Kubíny (1959) na základe jeho tektonickej pozície predpokladá, že je kriedového veku. J. Kamenický vyčleňuje v hrončockej intrúzii tri petrografické variety:

1. porfyrický biotiticko-mikroklínový granit ako dominujúci typ;
2. biotitický granodiorit až granit ako východiskový materiál predchádzajúceho typu, ktorý vznikol draselnou metasomatózou (mikroklín);
3. muskovitický plagioklasový aplit v apofýze pri severovýchodnom ukončení hrončockej intrúzie; tvorí ho hlavne plagioklas, kremeň, ortoklas, slabšie je zastúpený muskovit, biotit a akcesorický zirkón, apatit a i.; scheelit sa doteraz nenašiel.

Podľa výskumov J. Valacha (1976) sa vyvreniny typu muskovitického plagioklasového aplitu až pegmatitu viažu na samostatný štruktúrny plán, priečny na hrončockú intrúziu. Pňovité telesá a žily týchto hornín prerážajú diaftority v pásme svorov a svorových rúl na viacerých miestach v juhovýchodnej časti územia. Scheelit sa v nich doteraz nepodarilo nájsť. Intruzívne fázy sprevádza roj žíl pegmatitov, aplitov a kremeňovo-turmalínových žíl. Tie však tvoria aj hniezda a šmuhy v sihlianskom granodiorite a sú aj produktom kriedového vrásnenia ako „alpské" typy.

Prehľad údajov o scheelitovom zrudnení v okolí Čierneho Baloga

Analýza vývoja magmatizmu na báze petrografických výskumov a štúdium akcesorických minerálov granitoidov vzťah medzi niektorou z ich fáz alebo fácií a scheelitovým zrudnením nepreukázali. Pri štúdiu akcesórií, prevažne granitoidov, ale aj migmatitov (D. Hovorka — P. Hvožďara 1965, M. Chovan 1971, P. Hvožďara et al. 1976) sa spracovalo 50 okolo 20 kg vzoriek z odkryvov. Ani v jednom koncentráte ťažkej frakcie akcesórií sa scheelit nenašiel.

Minerálne zloženie koncentrátov z mechanickej aureoly rozptylu je v alúviu prevažne jednoduché. Obsahuje scheelit, zriedkavejšie zlato, pyrit, chalkopyrit, sekundárne Bi-minerály, rumelku a z genetického hľadiska zaujímavé minerály, ako je monazit, ortit, turmalín a zirkón. Dekrepitačná teplota zŕniek scheelitu sa pohybovala od 300—550 °C, čo signalizuje až pneumatolytický vznik (P. Hvožďara 1971).

Pri úlomkovej prospekcii pomocou monochromatického svetla sa scheelit našiel v silne prekremenených diaftoritoch migmatitov ako interfoliačná impregnácia alebo ako žilky pretínajúce amfibolity v pruhu „fylonitov". Anomálny obsah W, Bi, Mo sa pri metalometrii pôdy koncentroval do pruhu „fylo-

nitov" v nadloží hrončockej intrúzie a pásma svorov a svorových rúl v ich severovýchodnom pokračovaní. Mechanické aureoly rozptylu scheelitu lemujú v alúviu spomenutý pruh, ale priestorovo sa viažu aj na rozptylové potoky, ktoré môže zásobovať materiál z muskovitických aplititických a pegmatitických variet intruzív. Aj tie sú sprevádzané rojmi pegmatitov, aplitov a kremeňovo-turmalínových žíl. Preto sa pri litogeochémii odkryvov granitoidov, „fylonitov", svorov a svorových rúl, migmatitov a žiliek kremeňa v nich sledovala distribúcia obsahu W, Mo, Bi, Ag, Sb a Co. Prítomnosť W a Sb, zvýšený obsah Mo a čiastočne aj Bi sa prakticky zistili len vo „fylonitoch", svoroch a v žilkách kremeňa v nich. Pri geochemickej asociačnej analýze sledovaných prvkov sa pomocou párovej korelácie najvyššie hodnoty koeficienta korelácie zistili medzi obsahom W a Mo (tab. 1 a 2). Pritom obsah Sb slabo koreluje iba s obsahom W a odvodene aj Mo ako vo „fylonitoch" (0,38), tak aj vo svoroch (0,33). Stupeň korelácie Sb k W sa zvyšuje v kremeňových žilkách (svory 0,53 a „fylonity" 0,49).

Diskusia o genéze scheelitového zrudnenia v okolí Čierneho Baloga

Výrazná zhoda základných čŕt geologickej stavby ložiska Grynčarica v Bulharsku a okolia Čierneho Baloga, obdobný vývoj magmatizmu v týchto územiach, asociácie rudných minerálov v mechanickej aureole rozptylu a vysoká dekrepitačná teplota scheelitu viedli analogicky k predstave, že zrudnenie scheelitu patrí vysokoteplotnej rudnej formácii intraplutonického až periplutonického typu, ktorá sa geneticky spája s mladšou intruzívnou fázou muskovitického pegmatiticko-aplitoidného charakteru. Pritom sa však vynorili aj tieto otázky:

1. Scheelit ložiska Grynčarica a Dúbrava je v asociácii s kremeňom a pyritom a obsahom volfrám nekoreluje s obsahom iných rudných prvkov v ložisku.
2. Medzi scheelitovým zrudnením a draselnou metasomatózou ložiska Grynčarica sa preukázal nepatrný priestorový vzťah.
3. Ďalšie typicky vysokotermálne minerály (molybdenit a bizmutín) sú priestorovo i časovo od scheelitu oddelené.
4. Scheelit z pegmatitoidných muskovitických granitov obsahuje veľké množstvo molybdénu, a tým sa od scheelitu z rudných telies odlišuje.

Vysoký stupeň metamorfizmu až do granitizácie kryštalických bridlíc mohol na ložisku Grynčarica zotrieť pôvodnú pozíciu scheelitu v horninách a aj keď sa scheelit pokladá za termodynamicky veľmi rezistentný minerál, mohol sa redeponovať.

Geologická pozícia scheelitu na východoalpských ložiskách a formulovanie stratiformnej volfrámovo-antimónovo-ortuťovej rudnej formácie (A. Maucher 1965) sú vo veľkej miere v súlade s týmito doteraz známymi faktormi o vystupovaní scheelitu v stredoslovenskom kryštaliniku:

a) Scheelit sa často vyskytuje v blízkosti antimonitu a na ložisku Dúbrava sa našiel len v pruhoch migmatitov v granitoidnom masíve (I. Čillík — P. Hvožďara — J. Michálek 1978).

b) Zvýšený obsah W, Mo a Bi a korelačné vzťahy medzi obsahom W a Sb sa pri litogeochémii zistili len v pruhu „fylonitov" v kryštaliniku v okolí Čierneho Baloga.

c) Pre žilky kremeňa so scheelitom v amfibolitoch v pruhu „fylonitov"

a pestré zloženie tohto pruhu pri Čiernom Balogu je charakteristická prítomnosť grafitických bridlíc.

Je pochopiteľné, že procesy mobilizácie a redeponovania počas regionálnej progresívnej a retrográdnej metamorfózy a aj na kontakte mladých aplitoidno-pegmatitoidných muskovitických granitov mohli základné črty pôvodných textúr a štruktúr zrudnenia scheelitu a aj jeho pôvodnej pozície v horninách zotrieť. Preto pri vyhľadávaní scheelitu, a to nielen v okolí Čierneho Baloga, sa musí počítať aj s možnosťou jeho pôvodnej stratiformnej pozície, obdobnej

Matica párových korelačných koeficientov obsahu W, Mo, Bi, Ag, Sb, Co vo „fylonitoch" pri Černom Balogu

Tab. 1

Prvky	W	Mo	Bi	Ag	Sb	Co
W	1,0000	0,5197	0,1326	0,2550	0,3336	— 0,1469
Mo		1,0000	0,4749	0,3273	0,2016	— 0,4079
Bi			1,0000	0,6076	0,2137	— 0,1410
Ag				1,0000	0,0269	0,0327
Sb					1,0000	— 0,0912
Co						1,0000

Matica párových korelačných koeficientov obsahu W, Mo, Bi, Ag, Sb, Co vo svoroch pri Čiernom Balogu

Tab. 2

Prvky	W	Mo	Bi	Ag	Sb	Co
W	1,0000	0,5579	0,1652	0,2499	0,3814	— 0,1094
Mo		1,0000	0,2145	0,3442	0,3174	— 0,0739
Bi			1,0000	— 0,0183	0,0671	— 0,3585
Ag				1,0000	— 0,0187	0,1164
Sb					1,0000	0,1824
Co						1,0000

ako na ložiskách vo Východných Alpách. Rudonosnou formáciou by v takom prípade boli komplexy hornín pestrého zloženia, charakteristické aj veľkými rozdielmi v stupni metamorfózy členov, geochemicky odlišné vyšším obsahom W, Mo a Sb a korelačnými vzťahmi medzi nimi.

Výrazné epigenetické postavenie scheelitového zrudnenia voči okoliu (žilky, žilníky) môže byť výsledkom regionálnych a kontaktných metamorfných procesov. Ale takéto typy zrudnenia by z rudonosnej formácie priestorovo nemali vybočovať.

Doručené 16. 2. 1979
Odporučil C. Varček

Čillík, I. — Hvožďara, P. — Michálek, J. 1978: Scheelit v antimónovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách. Mineralia slov. 10, s. 526—538.
Dimitrov, S. — Bogdanov, J. — Vasiljev, V. — Vasiljev, P. — Michova, J. 1975: Materiály Bulharska k vedeckotechnickej spolupráci na téme 2.72. Manuskript — Geol. razvedka Sofia.
Hovorka, D. — Hvožďara, P. 1965: Akcesorické minerály veporidných hornín. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 9, s. 37—63.
Höll, R. — Maucher, A. — Westenberger, H. 1972: Synsedimentary diagenetic ore fabrics in the strata and time bound scheelite deposits of Kleinerarltal and Felbertal in the Eastern Alps. Miner. Deposita, N. 7, p. 217—226.
Hvožďara, P. 1967: Zlato-scheelitová mineralizácia v strednej časti veporíd. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 41, s. 167—172.
Hvožďara, P. 1971a: Štúdium zlatých mineralizácií niektorých jadrových pohorí Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] Bratislava, Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, 216 s.
Hvožďara, P. 1971b: Indície vysokotermálnych Au a W mineralizácií v tatroveporidách. Mineralia slov., 11, s. 87—96.
Hvožďara, P. et al. 1976: Akcesorické minerály magmatických a metamorfovaných hornín. [Záverečná správa.] Manuskript — Kat. miner. a kryšt. PFUK Bratislava. 254 s.
Höll, R. — Maucher, A. 1976: The strata bound ore Deposits in the Eastern Alps. Handbook of strata-bound and Stratiform ore Deposits, Amsterdam, K. H. Wolf, Elsevier, p. 477—503.
Chovan, M. 1971: Ťažké minerály z oblasti masívu Hrončok (veporidy). Geol. práce, Spr. (Bratislava), 56, s. 112—130.
Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zbor. geol. vied, rad ZK, 6, s. 7—28.
Klinec, A. — Planderová, E. — Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 63, s. 95—104.
Kubíny, D. 1959: Poznámky o tektonickom postavení a veku hrončockej žulovej intruzie. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 15, s. 45—58.
Mahel, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Západní Karpaty 1. Praha, ČSAV.
Maucher, A. 1965: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehung zu Magmatismus und Geotektonik. Freiberg. Forsch. H., C, 186, S. 173—187.
Valach, J. 1978: Záverečná správa o geologickom mapovaní a petrografickom výskume hornín v okolí Čierneho Balogu. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 153 s.

Some problems of geological position and genesis of the scheelite in the vicinity of Čierny Balog village and in the Tatroveporides (Middle Slovakia)

IVAN ČILLÍK — PAVEL HVOŽĎARA

On grounds of stated analogies between the geological structure of the Gryncharitza scheelite deposit in the Western Rhodope Mts. (Bulgaria) and the geological position of our scheelite occurences (mainly in the surroundings of the Čierny Balog village, NW Veporide unit), their possible similar origin is appraised. In the last area, until the most pronounced secondary aureoles of scheelite have been stated. In both compared areas, i. e. in the surroundings of the Gryncharitza deposit as well as in the vicinity of Čierny Balog village, crystalline rocks of Proterozoic to Paleozoic age participate on the structure.

In the Western Rhodope Mts., the complex of metamorphics is composed

by granitized gneiss, paragneiss, migmatite and marble of Proterozoic age. Moreover, layers of calcareous schist, mica schist and amphibolite participate on the structure. Granite bodies form here the core of West Rhodopean massif. Middle to coarse grained biotite granite of porphyric structure occurs in the area of the deposit, otherwise dyke varieties of granite, pegmatite and aplite together with quartz veins are present. The generation of the Gryncharitza deposit is explained as the final stage of a composite magmatic differentiation process.

Single ore bodies of the Gryncharitza deposit are arranged echelon-like in E—W direction dipping about 30° northwards in the mineralized zone. Their disposition is controlled by the Gryncharitza fault running subparallel to the Babiak — Grashov overthrust. Quartz-pegmatite veins containing scheelite, pyrite and other minerals are dispersed along the Gryncharitza fault and accompanying fissures. Some transversal and oblique faults disturb the whole deposit. The thicknesses of the primary dispersion aureoles surpass roughly teen time the thicknesses of single ore bodies. The later occur as veins (Fig. 2.), sockworks, lenses and chambers. Granite breccia, phyllonite together with quartz-microcline accumulations of pegmatoide nature occur in the mineralized belt together with ore minerals.

The ore mineralization developed in several phases. The scheelite mineralization is assumed as result of a mineralization process connected to a pegmatitic muscovite granite intrusion, in which accessory scheelite having elevated molybdenium content appears (orange luminiscence colour).

Three mineralization stages have been distinguished on the Gryncharitza deposit. The hydrothermal to pegmatitic one produced a microcline—quartz—scheelite—sulphide assemblage as the main phase of ore mineralization. During the hydrothermal stage an assemblage of quartz—scheelite—pyrite of lesser importance developed. The mineralization finished by the hydrothermal assemblage of chlorite—zeolite—carbonate.

Two main types of mineralization have been distinguished. A fine-grained scheelite occurs around quartz veins together with pyrite in ultramylonite representing the first type. Chambers, "schlieren" and impregnations of scheelite, quartz (less frequent) and pyrite (rare) occur immediately in granitoids and represent the second of mineralization.

Scheelite appears disseminated in the whole area of the deposit attaining a vertical span of 300—400 m. Single ore bodies have 0.6—37.6 m thicknesses.

Crystalline rocks in the perspective area of the Slovakian Veporide unit participate on a mighty metamorphic sequence of both sedimentary and volcanic origin accompanied by postkinematic granitoide bodies of Variscan age. Two-mica paragneiss, biotite paragneiss, amphibolite, migmatite and their diaphtoritic rock varieties participate on the structure. Secondary scheelite aureoles appear being related to single belts of metamorphites but eventually also to migmatite zones. Mineral assemblages of ore obtained from panning samples are relatively simple and scheelite, gold, cinnabar, pyrite, chalcopyrite and secondary minerals of bismuth create the usual ore assemblage.

Moreover, scheelite occurence has been ascertained on a quartz-pyrite vein on the antimony deposit of the Dúbrava area (Nízke Tatry Mts.).

The Gryncharitza deposit in the Western Rhodope Mts. is thought to be a magmatic one. Pegmatitoide muscovite granite and the pegmatitoide to

hydrothermal tungsten mineralization is supposed to form latest products in a magmatic activity of several phases in the area. To explain the genesis of scheelite on the Gryncharitza deposit, however, one encounters some difficulties. Scheelite merely associates with quartz and pyrite, moreover, tungsten content does not correlate to any other element. Typical high-temperature minerals as molybdenite and bismutite are known only from younger veins occuring spatially separated from the scheelite deposit. The so called "mylonite type" of the minearalization may represent sleaty variety of crystalline schists. The mineralization in this type is concentrated near to veins of milky white quartz containing massive pyrite whereas rock types resembling stromatitic migmatite varieties occur in wider surroundings (eastern portion of the Gryncharitza deposit). Only rare mineralized veins occur in the granitoids, regularly there are broad mineralized zones and chambers accompanying the silicified belts. The accessory scheelite ascertained in pegmatitoide muscovite granite contains molybdenium (it luminiscences in orange colour) and it differs so from the common scheelite of the deposit.

It appears that the high-grade metamorphism and granitization may have overprinted the original appearance of the scheelite accumulation leading to its migration and recrystallization in granitoide bodies.

According to results of A. Maucher and collaborators (see A. Maucher 1965, 1976) scheelite appears in combination with antimonite as broadly wide-spreaded type of mineralization in the form of strata-bound deposits of the antimony-tumgsten-mercury ore formation. Conspicuously, these deposits appear to be mostly controlled by lithology and they are connected to metasedimentary and metavolcanic rocks. Simultaneously, these deposits of scheelite are time-bound ones being mainly related to the Early Paleozoic development.

Therefore the secondary dispersion aureoles of scheelite in metamorphic areas may indicate strata-bound syngenetic types of the mineralization occuring in metasedimentary and metavolcanic sequences. In the course of further prospection for scheelite deposits in the Tatroveporide area, the notion of such accumulations elaborated by A. Maucher for the Eastalpine domain should be also appraised. According to this concept, the scheelite mineralization appears as strata-bound and even time-bound enrichments in crystalline terraines.

Preložil I. Varga

Mineralia slovaca, **11** (1979), 3, *205—218*, Bratislava

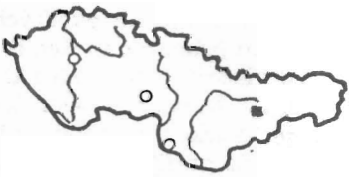
Bridlice magnezitových ložísk v karbóne Spišsko-gemerského rudohoria

(5 obr., 8 foto a 2 tab. v texte)

JÁN TURAN — LÍDIA VANČOVÁ*

Сланцы верхнего карбона с магнезитами в Спишско-гемерском рудогории

Сланцы, встречающиеся на магнезитовых месторождениях, имеют пространственную и генетическую связь с магнезитами. Карбонатные тела как-бы „упакованные" сланцами. Основной составной частью сланцев являются хлорит, серицит и иногда тальк. Обычно содержат доломит, магнезит, редко кальцит. Установлен был также сидерит. Неудалось установить глинистые минералы. Для этих сланцев характерным является наличие значительного количества тёмного вещества (углистого).



Shales of magnesite deposits in the Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

Shales associate immediately from spatial and genetic point of view with magnesite bodies in all deposits of magnesite in the Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Carbonate bodies are so to say „packed up" in shales. Main mineralogical components of shales are chlorite and sericite, somewhere steatite. They contain common dolomite, magnesite and rarely calcite and siderite. Clay minerals have been not proved. The considerable content of organogenous material is for these shales typical being in advanced stage of coalification.

Bridlice vystupujúce v magnezitových ložiskách neboli doteraz predmetom bádania z petrografickej ani z litofaciálnej stránky. Autori zaoberajúci sa štúdiom magnezitových ložísk sa spravidla obmedzili len na konštatovanie, že

* Doc. RNDr. Ján Turan, CSc., RNDr. Lídia Vančová, Geologický ústav PFUK, Zadunajská ul. 15, 811 00 Bratislava.

sa grafitické bridlice v magnezitových ložiskách vyskytujú a že zvyčajne tvoria plynulý prechod do grafiticko-sericitických až chloriticko-sericitických bridlíc. Väčšina autorov uvádza aj prítomnosť grafitového pigmentu.

Spôsob vystupovania bridlíc

Pri predbežnom výskume grafitických bridlíc sme zistili, že majú blízky priestorový a genetický vzťah k magnezitom (J. Turan — L. Vančová 1972, 1974, 1976). V hlavnom magnezitovom pruhu nie sú doteraz známe magnezitové ložiská a výskyty, kde by sa v bezprostrednej blízkosti nachádzali grafitické bridlice. Vo viacerých prípadoch možno dokonca nájsť uhličitanové telesá, spravidla šošovkovitého tvaru, ktoré akoby boli „zabalené" v grafitických bridliciach.

Mocnosť polôh grafitických bridlíc je rozličná. Najčastejšie tvoria niekoľkometrové až niekoľko desiatok metrov mocné polohy. Mocnejšie uhličitanové polohy sú spravidla sprevádzané aj mocnejšími polohami grafitických bridlíc.

Grafitické bridlice nie sú vyvinuté iba po obvode uhličitanových šošoviek, ale často aj v samotných uhličitanových polohách. Podľa celkového postavenia v rámci komplexu okolitých hornín, ako aj na základe litologického zloženia ide o ich primárne uloženie.

Vo viacerých prácach (A. Abonyi — M. Abonyiová 1962, J. Guľa 1959, J. Zlocha — J. Tomko — Z. Barkáč 1968 atď.) zaoberajúcich sa geologickou stavbou našich magnezitových ložísk býva zvyčajne zmienka o tom, že grafitické bridlice vyvinuté v uhličitanových šošovkách majú tektonickú pozíciu. Ale na druhej strane je jasné, že grafitické bridlice sa pre svoje špecifické vlastnosti vo viacerých prípadoch stali miestom tektonických pohybov uhličitanových blokov.

Charakteristika bridlíc

Grafitické bridlice vyskytujúce sa v gelnickej sérii najnovšie charakterizoval P. Grecula (1972). Opísal ich ako sedimenty málo vetraného mora s nedokonalou komunikáciou, ktoré vznikali za podmienok euxinickej fácie. Aj keď grafitické bridlice gelnickej série a grafitické bridlice viažúce sa na vrchný karbón nemožno celkom stotožňovať, najmä z litologicko-petrografickej stránky, predsa majú veľa spoločných znakov. Podobný charakter pelitických uhličitanových hornín svedčí o tom, že obidva typy vznikali za veľmi podobných podmienok. Vo vrchnom karbóne bol sedimentačný priestor ešte členitejší a sedimentácia prebiehala v ešte plytších sedimentačných bazénoch. Poukazuje na to častejší výskyt intraformačných brekcií a zlepencov vo vrchnom karbóne a naopak neprítomnosť lyditov, ktoré sa všeobecne pokladajú za sedimenty hlbšieho mora (D. Andrusov 1959, P. Grecula 1972).

V sedimentoch gelnickej série i vrchného karbónu je prítomný magnezit. Grafitické bridlice gelnickej série majú v prevažnej miere charakter fylitických hornín, zatiaľ čo grafitické bridlice v magnezitových ložiskách vrchného karbónu si charakter bridlíc zachovávajú. Okrem čiastočne odlišného minerálneho zloženia fylitických hornín gelnickej série sú grafitické bridlice v sedimentoch vrchného karbónu aj bohatšie na tmavý, tzv. grafitový pigment.

V obidvoch typoch grafitických bridlíc možno pozorovať postupný prechod od grafitických do chloritických a chloriticko-sericitických bridlíc.

Grafitické bridlice magnezitových ložísk vrchného karbónu sú horninami s typickými paralelnými textúrami, bridličnatou odlučnosťou a blastopelitickou štruktúrou.

Minerálne zloženie

V grafitických bridliciach má podstatné zastúpenie predovšetkým chlorit a sericit, niekedy aj mastenec. Presne identifikovať chloritové minerály je veľmi ťažko. Nijaká z metodík, ktoré sme na ich identifikáciu použili, nedala jednoznačné výsledky. Situáciu sťažuje najmä to, že ide o zmes chloritových minerálov, ktoré od seba prakticky nemožno oddeliť.

Na základe mikroskopického, termického a röntgenografického štúdia sme zistili, že výraznú prevahu majú chlority, ktoré K. Melka (1957) zaradil do skupiny horečnatých chloritov pennín — klinochlór. Tým sme potvrdili správnosť identifikácie chloritových minerálov iných autorov (Z. Trdlička 1959, I. Varga 1965).

Pri mikroskopickom štúdiu možno vidieť, že chlorit tvorí drobné šupinky s výbornou štiepateľnosťou podľa spodovej plochy. Pre chlorit tejto skupiny je typický veľmi nízky dvojlom na spodovej ploche. Pohybuje sa okolo hodnoty 0,003. Keďže ide o minerál s veľmi malým dvojlomom, pri meraní indexov lomu na práškových preparátoch sa prakticky nemožno dopustiť chyby. Indexy lomu merané pomocou imerzného oleja sa dobre zhodujú s údajmi z literatúry. Namerané hodnoty sa pohybovali v rozmedzí $N = 1{,}560—1{,}590$.

V niektorých prípadoch sme na puklinách našli veľké jedince chloritových minerálov, ktoré sa rozpadajú na tenké vlákenká podobné azbestovým (foto, 1, 2). Výsledky rtg analýzy potvrdili, že ide o chlorit. Nameraná

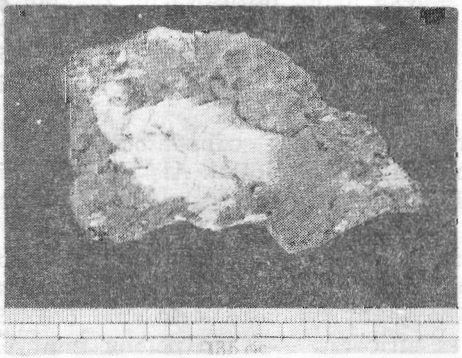


Foto 1. Grafitické bridlice s výskytom vláknitých chloritov. Lokalita: Dúbrava, vzorka Dú-57/75. Pôvodná veľkosť. Foto L. Osvald

Photo 1. Graphitic shale containing fibrous chlorite. Dúbrava locality, sample Dú-57/75, natural size

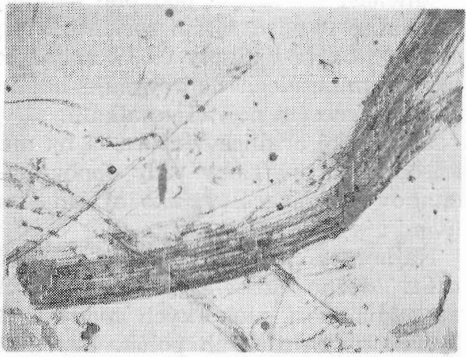


Foto 2. Kryštály vláknitého chloritu. Lokalita: Dúbrava, vzorka Dú-57/75. Zväčšenie 11×, nikoly //. Foto L. Osvald

Photo 2. Crystalls of fibrous chlorite, Dúbrava locality, sample Dú-57/75, magn. 11, parallel nicols

hodnota indexu lomu vlákien v pozdĺžnom smere bola 1,592, v smere kolmom na predĺženie 1,595. Vlákenká zhášajú rovnobežne. Charakter zóny je negatívny.

Tretiu skupinu chloritových minerálov predstavujú minerály s najvyšším indexom lomu. Tvoria krehké šupinky, ktoré sa pri mletí rozbíjajú na drobné nepravidelné úlomky. Na spodovej ploche sa javia ako úplne izotropné minerály. O ich anizotropnej povahe sme sa presvedčili iba štúdiom pomocou Fedorovovej metódy. Zistili sme, že ich dvojlom je veľmi nízky a len málo sa odlišuje od nuly. Ale index lomu je vysoký a dosahuje až hodnotu okolo 1,68—1,69, čo je vrchná hranica hodnoty indexu lomu chloritových minerálov. Zrejme ide o vysokoželezitý chlorit patriaci do skupiny leptochloritov.

Na bližšiu identifikáciu minerálov sme sa ich pokúsili vyseparovať. Separácia týchto krehkých, veľmi drobných a šupinatých minerálov sa ukázala ako nevhodná.

Keďže sme predpokladali, že ide o železité chlority, použili sme elektromagnetickú separáciu suchou cestou na elektromagnete Cook. Dosiahli sme iba čiastočne lepšie výsledky ako v predchádzajúcom prípade, pretože pre malé rozmery sledovaných minerálov sme museli použiť zrnitosť nevhodnú na tento spôsob separácie. Pôvodnú vzorku sme približne dvakrát obohatili, takže obsahovala približne 20—25 % sledovaného chloritového minerálu.

Ale rtg analýza ani v tomto prípade neposkytla uspokojivé výsledky.

V grafitických bridliciach má okrem chloritu podstatné zastúpenie aj sericit. V typických grafitických bridliciach je zastúpený iba podradne. Jeho podiel smerom k chloritickým a sericitickým bridliciam postupne vzrastá. Sericit zvyčajne vystupuje v grafitických bridliciach spolu s chloritom, ale niekedy viac-menej samostatne a má dominujúce postavenie. Tvorí drobné šupinky zoskupené do nepravidelných agregátov. Pomerne často sa vyskytuje aj vo forme veľmi tenkých paralelných vrstvičiek.

Sericit a väčšina chloritových minerálov vyskytujúcich sa v grafitických bridliciach má veľmi podobné hodnoty indexu lomu. Rozlišovacím znakom je podstatne vyšší dvojlom sericitu, ktorý sa pohybuje v smere kolmom na plochu 001 okolo hodnoty 0,035, zatiaľ čo najvyšší dvojlom nameraný pri chloritových mineráloch neprevyšuje hodnotu 0,007. Sericit je v grafitických bridliciach hlavným nositeľom alkálií.

Grafitické bridlice viažúce sa na magnezitové telesá v sedimentoch vrchného karbónu sú prakticky vždy obohatené o uhličitanovú zložku. Ale kvalita uhličitanových minerálov, ako aj ich kvantitatívne zastúpenie sú veľmi premenlivé.

Najhojnejším uhličitanovým minerálom v grafitických bridliciach je dolomit. Možno vidieť aj postupný prechod od grafitických bridlíc k dolomitom na vzdialenosť niekoľkých metrov. Bežné je aj rytmické striedanie dolomitových a grafitických polôh. Zvyčajne sa striedajú 4—5 cm polohy tmavých dolomitov s 1 cm, niekedy aj menej mocnou polohou grafitických bridlíc. Tmavé tenkolavicovité dolomity sú v mnohých prípadoch preplnené organickými zvyškami, najmä zo skupiny echinodermát. Názorný príklad rytmického striedania tenkolavicovitých dolomitov s organickými zvyškami a grafitických bridlíc možno vidieť v ložisku Ochtiná (foto 3).

Magnezit sa v grafitických bridliciach vyskytuje v dvoch formách, a to najmä vo forme klastík, ale v niektorých prípadoch, napríklad na ložisku

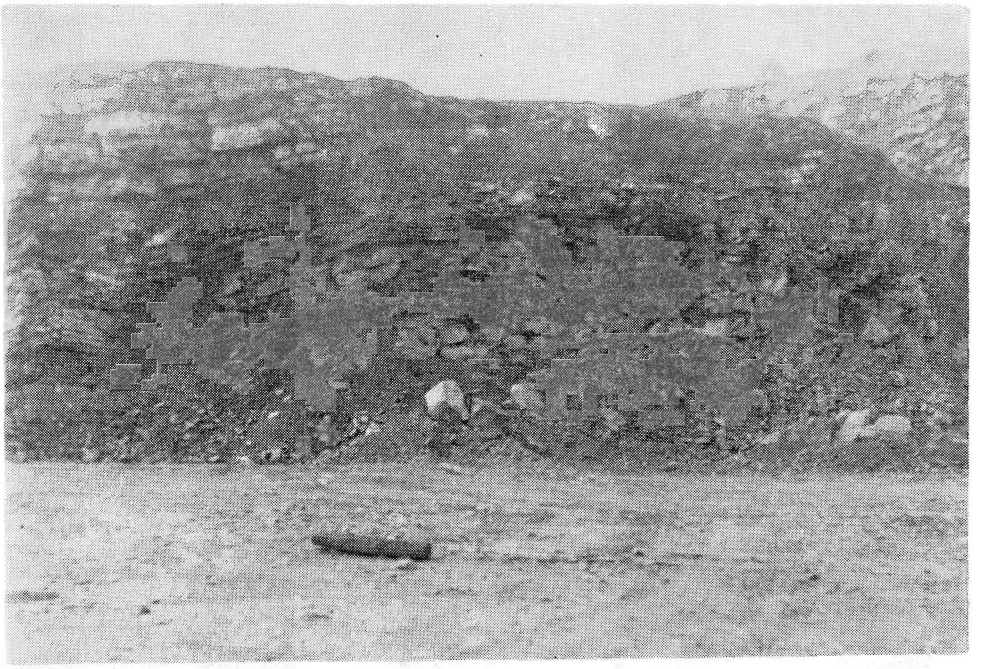


Foto 3. Rytmické striedanie polôh tenkolavicovitých a hrubolavicovitých dolomitov. Lokalita: Ochtiná, stena povrchového lomu. Foto J. Turan

Photo 3. Alternate bedding of thicker and thinner dolomite layers, Ochtiná locality, quarry wall

Medvedza alebo Jedlovec, tvorí v grafitických bridliciach drobné rovnomerné zrná s veľkosťou 0,1—0,5 mm. Magnezitové zrná majú tendenciu vytvárať zhluky obalené tenkými vrstvičkami grafitických bridlíc, takže ide o špeciálny druh budináže (foto 4). Pôvod zŕn nie je jasný. Pravdepodobne vznikli in situ.

Častejšie sa magnezit vyskytuje vo forme klastík. Úlomky magnezitu v grafitických bridliciach majú rozličný tvar a veľkosť. Grafitické bridlice niekedy prechádzajú až do brekcií a zlepencov, v ktorých tvoria základnú masu.

V niektorých prípadoch obsahujú grafitické bridlice aj kalcit, príp. tvoria plynulý prechod až do vápenca. Ide však o zriedkavé prípady, pretože vápencové polohy v našich magnezitových ložiskách sú vzácne, príp. úplne chýbajú.

V grafitických bridliciach dúbravského masívu sme v nadložnej časti ložiska zachyteného v X. obzore v starej dopravnej štôlni zistili prítomnosť sideritu. Identifikovali sme ho opticky, termicky a röntgenograficky (foto 5).

Siderit sme v tomto ložisku zistili len v troch vzorkách, a to v grafitických bridliciach s vysokým obsahom pyritu (nad 10 %). Okrem toho sú tieto grafitické bridlice veľmi bohaté na bitúminózny pigment a sú čiastočne prekremenené. Bohato sú v nich zastúpené chlority, a to nielen horečnaté, ale aj bohaté

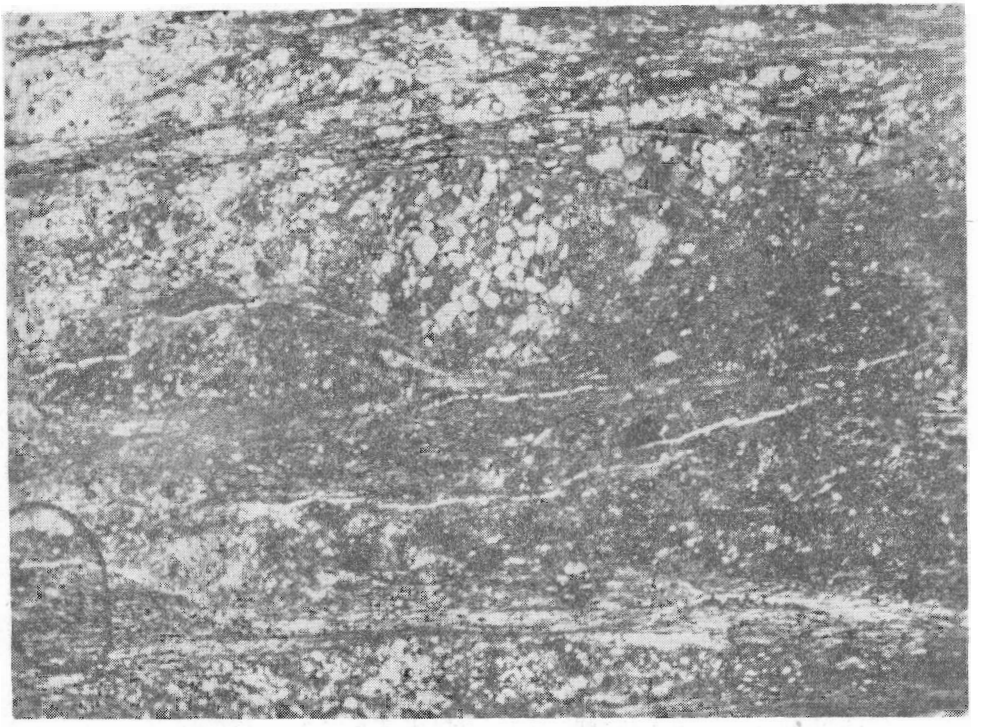


Foto 4. Grafitická bridlica s čiastočne zaoblenými zrnami magnezitu. Viditeľná je budináž. Lokalita: Medvedza. Zväčšenie 11×, nikoly //. Foto L. Osvald

Photo 4. Graphitic shale containing partly rounded magnesite grains. Medvedza locality, magn. 11, parallel nicols

na železo. Tieto bridlice sa od bežných grafitických bridlíc čiastočne odlišujú aj makroskopicky. Sú masívnejšie, nerozpadajú sa a na vzduchu časom získavajú hrdzavohnedú patinu.

Mikroskopickým štúdiom sme zistili, že sú pomerne bohaté na organické zvyšky. Obsahujú články krinoidov (foto 6), koraly, ale aj brachyopódy (foto 7). Je zaujímavé, že sa organické zvyšky v niektorých prípadoch zmenili na magnezit, ktorý v ďalšom štádiu prechádza na mastenec (foto 6). Najväčšiu časť organických zvyškov tvorí dolomit.

Z našich poznatkov vychodí, že magnezit a siderit sa v jednom ložisku navzájom vylučujú. Nepoznáme prípady, aby v rámci uhličitanov vystupujúcich v magnezitových ložiskách sa súčasne vyskytol aj siderit. Podobné pomery sú aj v sideritových ložiskách. K takémuto záveru sme prišli na základe stoviek minerálnych rozborov magnezitovej suroviny z rozličných ložísk. Zastávame ho aj napriek tomu, že niektorí autori spoločný výskyt magnezitu a sideritu v ložiskovej výplni uvádzajú (J. Guľa 1959, J. Gubač 1973).

Na druhej strane nemožno tvrdiť, že by siderit nebol vôbec v magnezitových ložiskách známy. Drobné, epigenetické žilôčky siderítu sme zistili v grafitických bridliciach v ložisku Medvedza a Vlachovo. Ale vo všetkých prípadoch ide

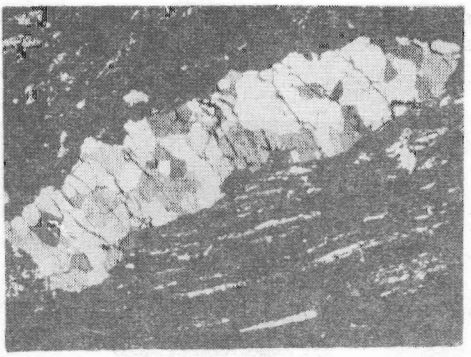


Foto 5. Paralelné „vrstvičky" siderítu v pyrite grafitických bridlíc. Lokalita: Dúbrava, vzorka Dú-24/75. Zväčšenie 20×, nikoly x. Foto L. Osvald

Photo 5. Parallel „bedding" of siderite in a pyrite grain. Graphite shale, Dúbrava locality, sample Dú-24/75, magn. 20, crossed nicols

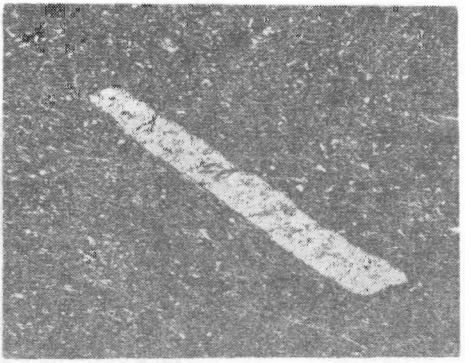


Foto 6. Pozdĺžny rez krinoidovým článkom zmeneným na mastenec. Lokalita: Dúbrava, vzorka Dú-4/74. Zväčšenie 26×, nikoly x. Foto L. Osvald

Photo 6. Longitudinal section of a Crinoide internodus, alternated into steatite. Dúbrava locality, sample Dú-4/74, magn. 26, crossed nicols

o tenké, niekoľko milimetrov až centimentrov mocné žilky vyvinuté v grafitických bridliciach alebo fylitoch a majú jasne epigenetický charakter. S najväčšou pravdepodobnosťou má podobnú povahu aj siderit zastúpený v grafitických bridliciach dúbravského masívu. Vzájomný styk magnezitu a siderítu sme doteraz nezistili.

Napriek úsiliu sa nám prítomnosť ílových minerálov v grafitických bridliciach nepodarilo dokázať.

Ílovitú frakciu sme bádali bežným spôsobom, t. j. rozachátovanú vzorku (okolo 250 g) sme nechali sedimentovať v destilovanej vode počas 6, resp. 24 hodín. Ílové minerály zostávajú vo vznose, zatiaľ čo ostatné minerály sedimentujú na dno. Po stiahnutí roztoku a odparení vody sme suspenziu naniesli na podložné sklo a podrobili rtg rozboru.

Difrakčné záznamy sme urobili z orientovaných preparátov na rtg goniometri GON-3. Takýto postup sa v našom prípade neosvedčil, lebo skúmané vzorky obsahovali ešte množstvo rozpustných síranov, ktoré prešli do roztoku a na difrakčnom zázname sa prejavili prednostne. Okrem síranov (sadrovca a epsomitu) sme v preparátoch zaznamenali kalcit, kremeň a chlority.

Nepriaznivý vplyv síranov sme vylúčili povarením vzoriek so sódou, čím sme ich previedli na kalcit, resp. vaterit, a ten sme odstránili pôsobením zriedenej HCl na vzorky. Túto metodiku spracovania ílových vzoriek uvádza A. A. Ozol et al. (1971). Uvedeným spôsobom sme síce síranv odstránili, ale vzorky sa pôsobením zriedenej HCl takmer kvantitatívne rozpustili. Táto skutočnosť však zároveň dokázala, že reflexy na difraktogramoch pôvodných vzoriek, ktoré by mohli patriť príp. aj ílovým minerálom (napr. reflexy 7,14; 3,56; 2,59; 2,46; 2,00), patria chloritovým minerálom. Ílové minerály po spracovaní vzoriek zriedenou HCl ostávajú zachované, ale chloritové minerály sa rozpúšťajú.

Preto sme neskôr upravili vzorky tak, že sme z metodiky z práce A. A. Ozola et al. (1971) použili iba prvú časť, t. j. pôsobenie nasýteným roztokom sódy.

Pri zhodnocovaní rtg záznamov sme potom brali do úvahy, že obsahujú epigenetický kalcit, resp. vaterit. Okrem kalcitu sme vo vzorkách zaznamenali iba kremeň a chlority.



Foto 7. Grafitické bridlice so schránkou brachyopóda. Lokalita: Dúbrava, vzorka Dú-6/74. Zväčšenie 2×. Foto L. Osvald

Photo 7. Graphite shale with a Brachyopode shell. Dúbrava locality, sample Dú-6/74, magn. 2

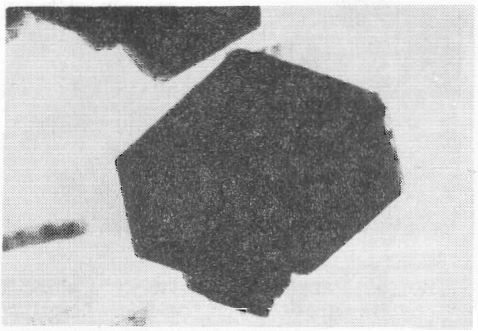


Foto 8. Elektrónová mikrofotografia dickitu. Lokalita: Sušanský vrch, vzorka Sv-23/72. Zväčšenie 9000×. Foto H. Gerthofferová

Photo 8. Electron microphotograph of dickite. Sušanský vrch locality, sample Sv-23/72, magn. 9000

Zo skupiny ílových minerálov sme röntgenograficky dokázali dickit na lokalite Sušanský vrch pri Ratkovskej Suchej (foto 8). V tomto prípade všetko svedčí o epigenetickom vzniku tohto minerálu.

Pomerne hojným minerálom grafitických bridlíc je pyrit. Zistili sme ho vo všetkých vzorkách grafitických bridlíc podrobených mineralno-petrografickému rozboru. Pravda, jeho kvantitatívne zastúpenie sa z miesta na miesto mení. Makroskopicky je viditeľný najmä v grafitických bridliciach s väčším zastúpením uhličitanov. V jemnobridličnatých sľudnatých grafitických bridliciach pyrit spravidla makroskopicky nemožno pozorovať. Takéto bridlice zvyčajne obsahujú veľké množstvo sekundárnych síranových minerálov. Možno povedať, že tam, kde sa vyskytujú sírany, je pyrit zastúpený zriedkavo a naopak.

Bežne je v grafitických bridliciach zastúpený kremeň.

Akcesórie, okrem apatitu, sú zriedkavé. Pri separácii v bromoforme sme v ťažkej frakcii zistili iba niekoľko idiomorfne obmedzených kryštálov pleochroického turmalínu a zirkón.

V tab. 1 je chemické zloženie grafitických bridlíc z magnezitových ložísk a na porovnanie analýza liasovej bridlice z Mariánky pri Bratislave.

Grafitický pigment

Pre grafitické bridlice, ako aj pre uhličitanové horniny našich magnezitových ložísk je charakteristická prítomnosť veľkého množstva tmavého pigmentu organického pôvodu, ktorý v hlavnej miere dáva horninám tmavé zafarbenie. Tmavý pigment vytvára koncentrické polohy, lemuje zrná alebo je nepravidelne roztrúsený v hornine.

Tab. 1

Vzorka Zložka	P-3/74	L-1/76	Me-4/74	Dú-11/75	Ma-2/75
SiO_2	55,52	53,41	53,33	60,62	40,04
TiO_2	0,94	0,94	0,99	1,02	0,65
Al_2O_3	18,99	18,34	20,94	20,33	12,25
Fe_2O_3	3,93	4,44	1,67	2,29	2,27
FeO	4,99	2,17	6,26	4,49	3,35
MnO	0,10	0,09	0,49	0,12	0,21
MgO	3,28	2,79	3,33	1,79	3,30
CaO	0,84	2,22	1,33	0,52	16,76
Na_2O	2,13	1,59	1,63	1,34	1,26
K_2O	3,09	4,11	3,58	2,87	2,06
str. suš. (105 — 110 °C)	0,46	0,13	0,34	0,13	0,24
str. žíh. (110 — 900 °C)	5,33	8,98	5,84	4,79	17,09
P_2O_5	0,21	0,18	0,18	0,17	0,28
$S_{celk.}$	0,18	1,80	0,24	0,87	0,41
SO_4^{2-}	0,10	0,04	0,05	0,04	0,03
Spolu	99,99	101,19	100,15	100,75	100,17

Chemické analýzy vykonala J. Polakovičová, Geologický ústav PFUK Bratislava.

P-3/74 — Podrečany, lom, grafitická bridlica
L-1/76 — Lubeník-Amág, lom, grafická bridlica
Me-4/74 — Medvedza, lom, grafitická bridlica
Dú-11/75 — Dúbrava, halda medzi IX. a X. obzorom, grafitická bridlica
Ma-2/15 — Marianka, lom, slienitá liasová bridlica

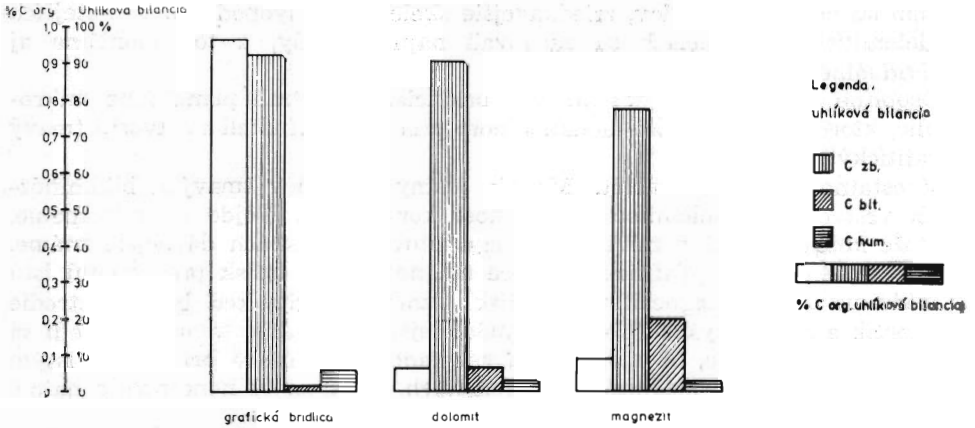
Všeobecne sa v našej aj zahraničnej literatúre hovorí o tzv. grafitickom pigmente (F. Angel — F. Trojer 1953, Z. Trdlička 1959), ale už v práci J. G. Haditscha (1968) sa uvádza „uhoľná" hmota.

Kvalitatívne a kvantitatívne zloženie organickej substancie, stanovené zvyčajným spôsobom (J. Šmeral 1964), charakterizuje základné genetické členy metamorfózy organickej substancie (V. Šimánek 1963). Prehľad o zložení organickej látky rozptýlenej v študovaných horninách je v tab. 2. Obr. 9 znázorňuje zastúpenie jednotlivých zložiek organického uhlíka vo vzorkách. Analýzy boli vykonané na ÚÚG Brno (V. Šimánek) a v Geologickom ústave SAV (M. Havlík). Podľa výsledkov analýz možno povedať, že obsah organickej substancie v grafitických bridliciach je zvýšený (za zvýšený sa pokladá obsah okolo 0,6—3,0 % C_{org} v hornine). Podstatnú časť organického uhlíka tvorí tzv. zvyškový uhlík, t. j. bližšie nedefinovateľná organická substancia nerozpustná ani v organických ani v alkalických rozpúšťadlách. Aký podiel zo zvyškového uhlíka tvorí grafit, nemožno z analýz určiť. Najvyšší obsah C_{zv} je v grafitickej bridlici, najnižší v magnezite. V malom množstve sú vo všetkých analyzovaných vzorkách zastúpené aj ostatné zložky organického uhlíka — bitúminózny uhlík, t. j. uhlík extrahovateľný chloroformom z dekalcinovanej vzorky, a humínový uhlík, t. j. uhlík extrahovateľný alkalickým hydroxidom z dekalcinovanej vzorky. Relatívne najväčšie zastúpenie bitú-

Chemické zloženie organickej substancie Tab. 2

Vzorka	% C_{org}	% C_{zv}		% C_{bit}		% C_{hum}		% S_{org}	% S_{bit}
		abs.	z C_{org}	abs.	z C_{org}	abs.	z C_{org}		
Dú-2/74 (grafit. b.)	1,450	1,4248	98,26	0,0090	0,62	0,0162	1,12	8,56	0,194
Mi-1/71 (grafit. b.)	0,380	0,3720	97,90	0,0050	1,30	0,0030	0,80		
L-7/75 (grafit. b.)	0,780	0,6979	89,47	0,0216	2,77	0,0605	7,76	0,75	0,001
L-13/75 (grafit. b.)	0,380	0,3086	81,21	0,0072	1,89	0,0642	16,89	0,76	0,004
P-15/74 (grafit. b.)	1,170	1,0689	91,36	0,0092	0,78	0,0919	7,85	0,30	0,005
P-20/74 (grafit. b.)	1,650	1,6235	98,39	0,0023	0,14	0,0242	1,47	0,11	0,002
Mi-2/71 (dolomit)	0,046	0,040	87,00	0,0040	8,70	0,0020	4,30		
Mi-3/71 (dolomit)	0,079	0,075	94,90	0,0030	3,80	0,0010	1,30		
Mi-5/71 (magnezit)	0,139	0,123	88,50	0,0140	10,10	0,0020	1,40		
Mi-4/71 (magnezit)	0,048	0,032	66,70	0,0140	29,20	0,0020	4,10		

C_{org} = organický uhlík, C_{zv} = zvyškový uhlík, C_{bit} = bitúminózny uhlík, C_{hum} = humínový uhlík, S_{org} = oxidovateľná S.



Obr. 9. Priemerný obsah a zloženie organickej hmoty v horninách magnezitových ložísk

Fig. 9. Average content and composition of the organic matter in rocks on magnesite deposits

menov v organickom uhlíku magnezitov svedčí o jeho migrovanej povahe. Predpokladáme, že organická substancia uhličitanových hornín sa geneticky viaže práve na grafitické bridlice. Mobilným prvkom pri migrácii bitúmenov boli jednak procesy späté s diagenézou hornín, jednak tektonické a metasomatické procesy.

Podľa obsahu zvyškového uhlíka je pravdepodobné, že prevažná časť organickej substancie je v pokročilom štádiu preuhoľnatenia, ale ešte nie je grafitizovaná.

Záver

Z chemických analýz grafitických bridlíc vychodí, že ide o horniny pomerne bohaté na horčík, železo, alkálie a síru (tab. 1). Keď sa predpokladá syngenetický vznik minerálov s uvedenými prvkami, dosť ťažko si možno predstaviť pomerne bohatý organický život, ktorý tu panoval. Asociácia minerálov, ako je pyrit, siderit, magnezit a leptochlority, signalizuje, že išlo o nedokonale vetrané lagunárne prostredie bohaté na CO_2 a čiastočne aj na H_2S. Ale salinita prostredia nemohla byť vysoká, lebo by sa neboli zachovali najmä koraly, ktoré sú na zvýšenú salinitu veľmi citlivé.

Podobne ako v rakúskych sa ani v našich magnezitových ložiskách doteraz nenašli organické zvyšky v samotných magnezitových polohách. Možno z toho usudzovať, že toto prostredie nebolo na organický život vhodné. Pomerne bohatý organický život sa rozvíjal v prostredí, ktoré reprezentujú grafitické bridlice s prechodmi do vápenca a dolomitu. Redukčné prostredie, ktoré tu panovalo, bolo na „zakonzervovanie" organických zvyškov osobitne vhodné.

V grafitických bridliciach a ich prechodných členoch k vápencom a dolo-

mitom sú články krinoidov, zriedkavejšie skelety brachyopód. Vo vápnitejších a dolomitickejších fáciách sa zachovali najmä koraly, a to koloniálne aj individuálne formy.

Osobitne výrazne sa v grafitických bridliciach uplatnili planktónne mikrofosílie, ktoré v diageneticko-metamorfnom procese zuhoľnateli a vytvorili tmavý „grafitický" pigment.

V ostatnom období zistil R. Mock (ústny oznam) v tmavých bituminóznych vrstvovitých dolomitoch prítomnosť konodontov. Nejde o prekvapenie, pretože konodonty sú v rakúskych magnezitových ložiskách dávnejšie známe.

Podľa našich úvah grafitické bridlice magnezitových ložísk predstavujú istú epizódu vo vývoji magnezitových ložísk. Vznikali vtedy, keď bolo prostredie na horčík a najmä kyslík relatívne chudobnejšie. Naopak v tomto prostredí sa koncentroval H_2S, Fe, Si a organická substancia. Grafitické bridlice sú istým regulátorom železa v magnezitových ložiskách, ktoré sa tu koncentruje najmä v pyrite, ale aj v chloritových mineráloch.

V niektorých častiach grafitických bridlíc je pyrit zastúpený iba nepatrne alebo úplne chýba. V takýchto bridliciach sú bohato zastúpené síranové minerály. Podľa izotopického štúdia vznikli sekundárne síranové minerály rozkladom pyritu v oxidačnej zóne (J. Turan — L. Vančová 1975).

Z uhličitanových minerálov sa v grafitických bridliciach uplatňuje najmä dolomit, ale aj magnezit, kalcit a v niekoľkých prípadoch sme identifikovali aj siderit.

Nepodarilo sa nám dokázať ílové minerály. Je to dosť prekvapujúce, pretože niektorí autori (Z. Trdlička 1959, K. Felser 1975) označili grafitické bridlice aj ako ílovité bridlice. Táto skutočnosť dokazuje, že v epimetamorfných podmienkach sa ílovité minerály zmenili na sericitovo-chloritové minerály.

Doručené 28. 8. 1978
Odporučil D. Hovorka

LITERATÚRA

Abonyi, A. — Abonyiová, M. 1962: Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 24, s. 71—95.

Andrusov, D. 1959: Geológia Československých Karpát. Zv. 1, 2, 3., 1. vyd. Bratislava, Vydavateľstvo SAV. 1104 s.

Angel, F. — Trojer, F. 1953: Der Ablauf der Spatmagnesit-Metasomatose. Radex-Rundschau (Wien), Heft 7/8, S. 315—334.

Felser, K. 1975: Sedimentär entstandene Magnesitvorkommen als Leithorizonte im höheren Visee der östlichen Grauwackenzone Österreichs. Abstract of papers VIII. International congress of Carboniferous stratigraphy and geology (Moscow), S. 73—74.

Grecula, P. 1972: Problémy stratiformných ložísk kýzovej formácie v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slov., 4, č. 15, s. 117—133.

Gubač, J. 1973: Karbonatické horniny paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. vied, rad ZK, 18, s. 141—182.

Gula, J. 1959: Geologické a paragenetické pomery slovenských magnezitových ložísk. Acta Geol. Geogr. Univ. Comen. Geol., 2, 195—201.

Haditsch, J. G. 1968: Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. Radex-Rundschau (Wien), Heft 3, S. 188—194.

Ivanova, V. P. — Kasatov, B. K. — Krasavina, T. N. — Rozinova, E. L. 1974: Termičeskij analiz mineralov i gornych porod. 1. izd. Moskva, Izd. Nedra. 399 s.

Kostov, I. 1971: Mineralogija. 5. izd. Moskva, Izd. Mir. 584 s.
Melka, K. 1957: Názory na klasifikaci chloritů. Čas. Mineral. Geol., 2, s. 58—66.
Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. 1. izd. Moskva, Izd. Netra. 867 s.
Ozol, A. A. — Vlasov, V. V. — Volkova, S. A. 1971: K metodike vydelenija glinistych mineralov iz soľanych glin. Litol. polezn. Iskop., Nr. 3, s. 144—147.
Šimánek, V. 1963: Beitrag der Geochemie zur Identifikation der Erdöl-Mutter und Speichergesteine in der Donau Tiefebene. Vortr. III. Intern. Wiss. Konf. Geoch., Mikrob., Erdölchemie. I. (Budapest), S. 374—392.
Šmeral, J. 1964: Die in ČSSR angewandte Methodik zur geochemischen Untersuchung der organischen Substanz in Gesteinen. In: Sb. IV. medzinárodní vědecké konference o chemických a fyzikálních otázkách průzkumu a těžby nafty a plynu. I. (Brno), s. 27—40.
Trdlička, Z. 1959: Příspěvek k mineralogii slovenských magnezitů. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 56, s. 165—200.
Turan, J. — Vančová, L. 1972: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. [Čiastková správa za roky 1969—1972.] Manuskript — PFUK Bratislava. 295 s.
Turan, J. — Vančová, L. 1974: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. [Čiastková správa za roky 1972—1974.] Manuskript — PFUK Bratislava. 117 s.
Turan, J. — Vančová, L. 1975: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. [Záverečná správa výskumnej úlohy II-4-8/4 za roky 1969—1975.] Manuskript — PFUK Bratislava. 102 s.
Turan, J. — Vančová, L. 1976: Výskyty magnezitu v evaporitoch Západných Karpát. Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geoch., ložiská (Bratislava), s. 95—149.
Varga, I. 1965: Nové výsledky mineralogického a geochemického štúdia Dúbravského masívu. Zbor. Východoslov. múz. v Košiciach, séria A, geol. vedy, s. 37—63.
Zlocha, J. — Tomko, J. — Barkáč, Z. 1968: Záverečná správa z etapy podrobného a predbežného prieskumu s výpočtom zásob so stavom ku dňu 1. 1. 1968. Burda — Poproč, Burda — Rovné, magnezit. Manuskript — Geofond Bratislava.

Shales of magnesite deposits in the Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

JÁN TURAN — LÍDIA VANČOVÁ

On all magnesite deposits in the Carboniferous of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the magnesite bodies associate immediately with horizons of graphite shale. A preliminary study of these shales revealed their close spatial and probably also genetic connection with magnesite accumulations (J. Turan — L. Vančová 1972, 1974, 1975, 1976).

Thicknesses of graphite shale beds vary in some limits. Constantly, huge carbonate bodies are accompanied by similarly huge beds of graphite shale. According to the stratigraphical sequence and the lithological composition, one may deduce that the primary stratigraphical relation between shales and carbonates is in most cases preserved. However, somewhere along graphite shale horizons important tectonic movements of single carbonate bodies occured owing to the preferable mechanic conditions of shales.

Graphite shales represent rocks of parallel structure, slaty cleveage and blastopelitic mechanical texture. Main mineralogical components are chlorite

minerals and sericite, in some cases even steatite. Overwhelming chlorites refer to pennin — clinochlorite composition according to K. Melka's classification (1957). In some cases, unusual large specimens of chlorite were found to occur on fissure surfaces.

Beside mentioned chlorite, another variety of it having higher refractive index points to a mineral of the leptochlorite group. This variety occurs in shale containing also siderite, what seems to be in accordance with commonly higher iron content of leptochlorite.

The carbonate content of graphite shale is ubiquitous. The most abundant carbonate refers to dolomite. Magnesite was ascertained in two different textural forms, as a clastic constituent, but in some cases, it forms also tiny scattered grains in the shale. Somewhere calcite has been also found. Siderite has been also identified optically and by thermal or X-ray analyses.

Despite efforts, the identification of any clay mineral failed, exept of clearly epigenetic dickite. Pyrite and secondary sulphates are relatively abundant in the shale. Usually, in samples containing abundant sulphates the pyrite content is low and vice-versa. A common constituent of shale is quartz. Accessories are rare in the shale exept of apatite. Only a few crystalls of tourmaline and zircon occured in some specimens.

Chemical composition of shales is presented on Table 1. The presence of abundant organogenous dark pigment is for the graphite shale characteristic. It is considered generally to represent a "graphitic" pigment but according to its composition (Table 2), the so called "residual carbon" forms a preponderant part of this pigment. Hence, the organic matter is in advanced stage of coalification but not completely graphitized.

The chemical composition shows abundance of magnesium, iron, alcalies and sulphur in graphite shales. Supposing syngenetic precipitation of minerals with indicated elements, one may hardly explain the relatively rich organic life as documented by abundant fossil remnants in carbonates and shales of magnesite deposits. The assemblage of pyrite, siderite, magnesite and leptochlorite signalizes that the sedimentary environment of shales was an imperfectly weathered lagoonal one, rich in carbon dioxide and partly even in hydrogen monosulphide. But the salinity may have been not very high to preserve the coral growth i. e. the life of organisms very sensitive to elevated salinity.

It is probable, that graphite shales represent only some episodes in the sedimentary development of magnesite deposits. They originated in time when the environment was relatively poor in magnesium and mainly in oxigenium. To the contrary, hydrogen monosulphide, iron, silica and the organic substance concentrated during the sedimentation of graphitic shales.

Preložil I. Varga

Mineralia slovaca, 11 (1919), 3, 219—227, Bratislava

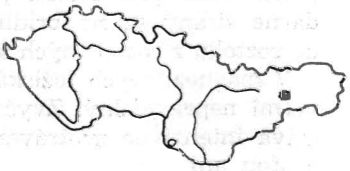
Výskyty síranov na magnezitových ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria

(2 tab., 3 obr., 4 fotografie v texte)

LÍDIA VANČOVÁ — JÁN TURAN*

Рудопроявления сульфатов на месторождениях магнезитов Спишско-гемерских рудных гор

В работе описаны руропроявления вторичных сульфатов на месторождениях магнезитов пояса Западных Карпат. Приведена краткая минерально-геохимическая характеристика встреченых минералов определённых несколькими методами.



Sulphates on magnesite deposits of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Secondary sulphate occurences on magnesite deposits in the Western Carpathians are described. A brief mineralogical and geochemical characteristics of sulphate minerals is given.

Výskytom síranov v magnezitových ložiskách Západných Karpát sa doteraz zaoberala iba správa J. Turana — L. Vančovej (1975). Je to dosť prekvapujúce, pretože sírany sa v magnezitových ložiskách vyskytujú bežne. Prítomné sú aj v samotnom magnezitovo-dolomitovom telese, ale ich hlavné výskyty sa viažu na bridlice. Prítomnosť síranov sme zistili prakticky v každom magnezitovom ložisku. Najhojnejšie sú zastúpené v ložisku Podrečany, Košice a Sušanský vrch pri Ratkovskej Suchej. Všeobecne ide o ložiská, kde sa magnezit mnoho rokov ťažil v povrchových lomoch. Z toho vychodí, že sírany sú najbohatšie vyvinuté v ložiskách, v ktorých boli najlepšie podmienky na zvetrávanie. To znamená, že ide o sekundárne sírany vzniknuvšie v oxidačnej zóne.

Spôsob vystupovania síranov

V oxidačnej zóne sú sekundárne sírany najčastejšie vo forme jemného bieleho poprašku na bridliciach, príp. tvoria aj súvislú kôru. Aj v hlbších zónach,

* RNDr. Lídia Vančová, doc. RNDr. Ján Turan, CSc., Geologický ústav PFUK, Zadunajská ul. 15, 811 00 Bratislava.

kde je obmedzená cirkulácia vzduchu, ako aj vplyv iných atmosferických činiteľov, bridlice obsahujú sírany, ale v menšom množstve a nie sú makroskopicky viditeľné.

O ich prítomnosti sa možno presvedčiť po odparení výluhu rozomletých vzoriek v destilovanej vode, ako aj pomocou derivatografickej, príp. aj manometrickej analýzy.

Prvý spôsob sme použili najmä preto, že z jemných bridlíc je veľmi ťažko zhotoviť vhodný výbrus a tento spôsob je veľmi jednoduchý a nenáročný. Väčšinou ide o rozpustné sírany, takže rozomletú vzorku stačí zaliať destilovanou vodou, dobre premiešať a po istom čase prefiltrovať. Filtrát sa potom odparí v sušičke pri teplote 50 °C.

Uvedomujeme si, že takto získané sírany nemusia vždy zodpovedať síranom vyskytujúcim sa v bridliciach, pretože do výluhu neprechádzajú iba rozpustné sírany, ale aj malá časť ťažšie rozpustných minerálov, ako je sadrovec alebo uhličitany. Aj podmienky, ktoré sme umele vytvorili pri odparovaní, nie sú totožné s podmienkami, pri ktorých vznikali sírany v bridliciach. No aj napriek tomu sme dostali pomerne dobrý obraz o tom, aké rozpustné sekundárne sírany sa na bridlice viažu, pretože najväčšia časť zložiek prechádza do roztoku z rozpustných síranov.

V magnezitových ložiskách je rozsah, ako aj priebeh zón s obsahom síranov veľmi nepravidelný. Zvyčajne sa obmedzujú na vrchnú časť ložiska, kde nastáva intenzívne zvetrávanie a cirkulácia povrchovej vody. Ale nie sú vzácnosťou ani zóny, ktoré majú viac-menej vertikálny priebeh a dosah niekoľko desiatok metrov. Na košickom ložisku dosahujú hĺbku až 150 metrov. V podstate ide o viac — či menej zokrovatené dolomitovo-magnezitové polohy, ktoré sa od nezmenených magnezitov alebo dolomitov odlišujú na prvý pohľad najmä hrdzavohnedým zafarbením pochádzajúcim od limonitu.

Minerálnym rozborom zokrovatených polôh sme zistili aj iné rozdiely. Zokrovatené polohy vždy obsahujú sekundárny kalcit. Jeho percentuálne zastúpenie dosť kolíše. Zvyčajne sa pohybuje od 5—25 %. Možno povedať, že obsah kalcitu v okrových polohách s intenzitou premeny úmerne stúpa.

Sírany spolu s kalcitom sa vyskytujú aj tam, kde nie sú v ložisku známe nejaké výraznejšie okrové polohy. Takéto zóny sme napríklad zistili aj v ložisku Miková. Predpokladáme, že to boli práve sekundárne kalcity v drobných žilôčkach, ktoré doteraz viacerí autori omylom pokladali za tzv. restové vápence.

Použité metódy

Manometrická metóda

Manometrickú metódu sme použili iba na veľmi hrubú orientáciu pri stanovovaní síranov. Vychádzali sme z poznatku, že sírany, aj ťažšie rozpustné, ako je sadrovec a anhydrit, sa pri zahrievaní v kyseline rozpúšťajú. Na rozdiel od uhličitanov neuvoľňujú plynnú zložku, ktorej prítomnosť možno zaznamenať na manometri. Prítomnosť síranov v analyzovanej vzorke možno predpokladať na základe úbytku, ktorý sa pri manometrickej analýze prejavuje. To znamená, že úbytok možno vypočítať z rozdielu pôvodného návažku a súčtu stanovených uhličitanov a nerozpustného zvyšku. Ak analyzovaná vzorka obsahuje iba uhličitany a sírany, sú výsledky manometrickej analýzy pomerne presné. Ak analyzovaná vzorka obsahuje okrem toho aj

ďalšie minerály, ktoré sú v HCl rozpustné a neuvoľňujú plynnú zložku, sú analýzy nepresné. V našom prípade bol vo viacerých analyzovaných vzorkách aj rozpustné chlority, a preto má manometrická analýza pri stanovovaní síranov iba orientačný význam.

Derivatografická metóda

O prítomnosti síranov v pôvodných bridliciach sa možno ľahko presvedčiť derivatografickou analýzou. Z váhového úbytku sa dá pomerne presne vypočítať aj kvantitatívne zastúpenie minerálov. Pravda, v našom prípade sme boli často na pochybách, ktoré zo síranových minerálov sú v analyzovanej vzorke prítomné, lebo v bridliciach sa viažu mnohé síranové minerály v malom množstve (2—3 %). V takom prípade slúži derivatografická analýza ako kvalitatívny dôkaz síranov vo vzorke.

Röntgenografická metóda

Túto metódu sme používali na identifikáciu síranov získaných vylúhovaním z bridlíc destilovanou vodou a odparením takto získaného výluhu. Záznamy sa dali zhodnotiť ľahko a spoľahlivo v prípade, ak analyzovaná vzorka obsahovala iba jeden minerál. Ak bola v analyzovanej vzorke zmes rozličných síranových minerálov, záznam bol neprehľadný a jeho hodnotenie veľmi ťažké.

Optická metóda

Na túto metódu sme pri identifikácii síranových minerálov kládli veľký dôraz. Pri identifikácii síranových minerálov vyskytujúcich sa v zmesiach bola veľmi efektívna, aj keď, prirodzene, nie univerzálna.

Chemická metóda

Obsah síry v bridliciach sme stanovili klasickou chemickou analýzou — vážením. Pri identifikácii niektorých vzoriek sme využili kvalitatívnu spektrochemickú analýzu.

Minerálna a geochemická charakteristika síranov

Minerálnym rozborom sme zistili pomerne pestrú zmes sekundárnych síranových minerálov — epsomit ($MgSO_4 . 7\ H_2O$), hexahydrit ($MgSO_4 . 6\ H_2O$), sadrovec ($CaSO_4 . 2\ H_2O$), resp. jeho odrodu selenit, anhydrit ($CaSO_4$) a pravdepodobne astrachanit ($Na_2SO_4 . MgSO_4 . 4\ H_2O$) a kainit ($KCl . MgSO_4 . 3\ H_2O$). Posledné dva minerály sme stanovili iba z odpareného výluhu bridlíc. Podobne sme stanovili aj bassanit ($CaSO_4 . {}^1/_2\ H_2O$).

Epsomit a hexahydrit sú zo všetkých síranových minerálov viažúcich sa na bridlice zastúpené najhojnejšie. Odlíšiť epsomit od hexahydritu je veľmi ťažko, pretože ich fyzikálnochemické vlastnosti sú veľmi podobné (W. E. Tröger 1969). Chemicky sa odlišujú iba obsahom jednej molekuly H_2O. Inak optické a termické vlastnosti majú obidva minerály v podstate rovnaké. Dokázali sme ich röntgenograficky.

Najčastejšie sa vyskytujú vo forme práškového výkvetu na bridliciach, príp. tvoria aj pevné krusty na foliačných plochách bridlíc. Keďže ide o minerály vo vode veľmi dobre rozpustné, najčastejšie sa objavujú vo forme bieleho výkvetu na bridliciach po daždi a v intenzívnom slnečnom žiarení.

Mikroskopické bádanie prirodzených vzoriek, ako aj vzoriek epsomitu a hexahydritu získaných umele ukázalo, že tieto minerály možno od ostatných síranových minerálov pomerne dobre odlíšiť. Spravidla netvoria pekne obmedzené kryštály. Sú to alotriomorfné zrná, v ktorých sa menej výrazne uplatňuje štiepateľnosť (foto 1, 2). Od ostatných síranov viažúcich sa na bridlice sa epsomit a hexahydrit odlišujú najmä veľmi nízkym indexom lomu a pomerne vysokým dvojlomom. Tieto optické konštanty sú pri odlišovaní od iných síranov rozhodujúce (W. E. Tröger 1969). Pri epsomite sme namerali tieto hodnoty: $\alpha = 1{,}432$, $\gamma = 1{,}461$, dvojlom = 0,029. Dôležitá je aj konštanta $2V = 51°$.

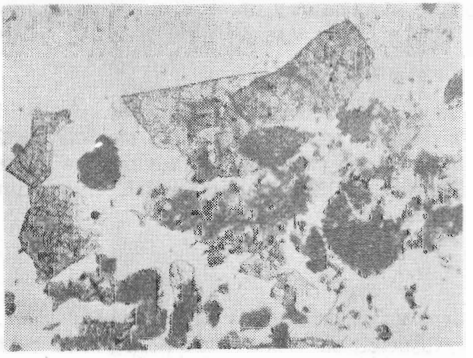


Foto 1. Zrná epsomitu alotriomorfného až hypidiomorfného vývinu. Umele pripravená vzorka. Lokalita: Podrečany, vzorka P-11/74. Zväčšenie 19×, nikoly //. Foto L. Osvald



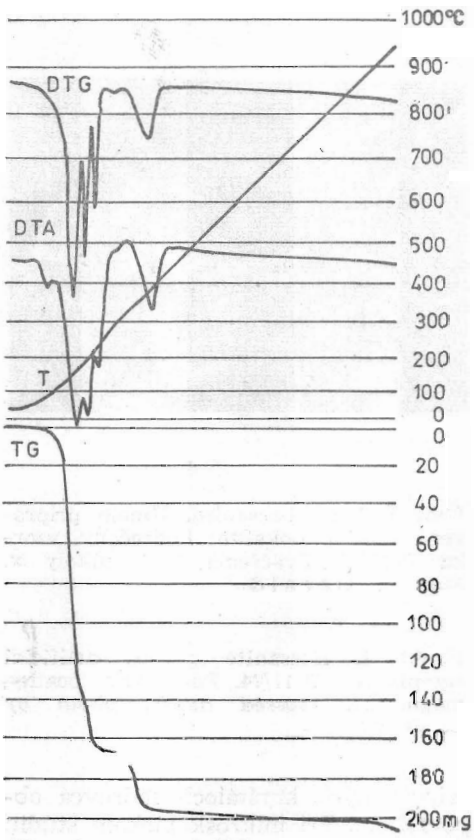
Foto 2. Vejárovitý sadrovec s epsomitom. Umele pripravená vzorka. Lokalita: Podrečany, vzorka P-3/74. Zväčšenie 42×, nikoly x. Foto L. Osvald

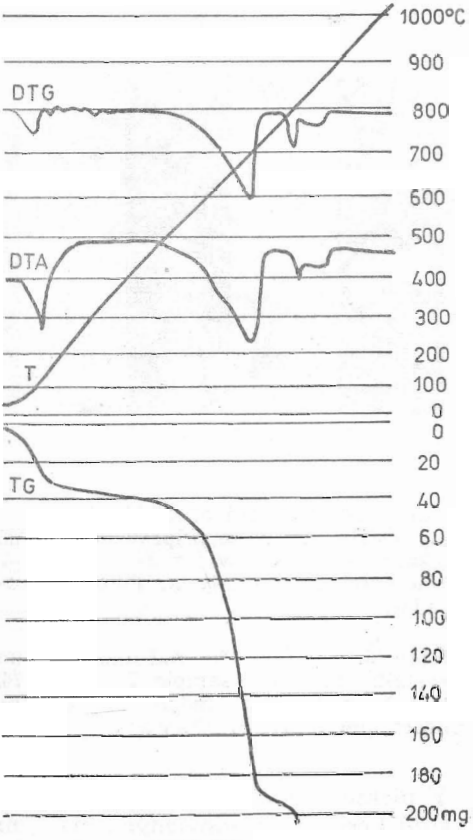
Photo 1. Epsomite grains of heteromorphic to hypidiomorphic development, artificial sample No. P-11/74, Podrečany locality, magn. 19, parallel nicols, photo by L. Osvald

Photo 2. Fan-like gypsum with epsomite, artificial sample No. P-3/74, Podrečany locality, magn. 42, crossed nicols, photo by L. Osvald

Epsomit sme v bridliciach dokázali aj pomocou derivatografickej analýzy. Na derivatografickom zázname (obr. 1) možno pozorovať niekoľkostupňový rozklad a dehydratáciu. Endotermické efekty sa výrazne prejavili pri teplote 52—53 °C, 92—96 °C, 110—120 °C, 190 °C a pri 340—370 °C. Polymorfná premena, ktorá sa začína pri teplote 1000 °C, sa neprejavila, lebo na našej aparatúre nemožno dosiahnuť teplotu vyššiu ako 1000 °C. Pre epsomit je veľmi charakteristická nielen DTA krivka, ale najmä TG krivka, ktorá znázorňuje úbytok na váhe v priebehu termickej analýzy. Zo záznamu (obr. 1) vidieť, že celkový úbytok na váhe je 50,0 % z pôvodného návažku. Teoreticky by táto hodnota mala v čistom epsomite dosiahnuť 51,16 % (I. Kostov 1971), čo sa veľmi dobre zhoduje s našimi hodnotami. Práve podľa TG krivky možno epsomit jednoznačne odlíšiť od ostatných síranov, s ktorými v našich magnezitových ložiskách vystupuje. Napríklad sadrovec má podstatne nižšiu hodnotu úbytku na váhe, iba 20,93 %.

Epsomit sme dokázali aj röntgenograficky. Identifikovali sme ho na základe týchto hodnôt reflexov: 5,9(3), 5,3(3); 4,22(10), 2,96(3), 2,87(3), 2,66(7). Hexahydritu patria nasledujúce reflexy: 4,90(3), 4,40(10), 4,04(4), 2,92(8), 2,77(4), 2,67(4), 2,00(5). Hodnoty v zátvorke označujú intenzitu reflexu.
Spoločne s epsomitom sa najčastejšie vyskytuje s a d r o v e c. Nie je tak hojne zastúpený ako epsomit. Identifikovali sme ho v prirodzených vzorkách bridlíc z magnezitových ložísk aj vo výluhoch z bridlíc.





Obr. 1. Derivatogram vzorky Sv-10/75 (epsomit)

Obr. 2. Derivatogram vzorky J-16460/75 (bridlica s obsahom síranov, magnezitu a dolomitu)

Fig. 1. Derivatogram of sample Sv-10/75 (epsomite)

Fig. 2. Derivatogram of sample J-16460/75 (shale with sulphate, magnesite and dolomite content)

Jeho identifikácia rozličnými metódami, najmä opticky a röntgenograficky, je jednoznačná. V prirodzených vzorkách, ako aj vo výluhoch je sadrovec prítomný vždy vo forme idiomorfných dlhostĺpčekovitých až steblovitých kryštálov (foto 2, 3). Podľa difraktogramov, v ktorých sa uplatnili aj reflexy 7,52(3), 3,79(5), 3,058(10), 2,67(8), 2,28(4), 1,951(3), 1,697(7), možno usúdiť, že ide až o selenit, t. j. vláknitú odrodu sadrovca. Iba výnimočne tvorí v prirodzených vzorkách tabuľkovité kryštály podľa plochy 010, ako sa uvádzajú aj v literatúre. Pomerne hojné sú aj zrasty — lastovičie chvosty.

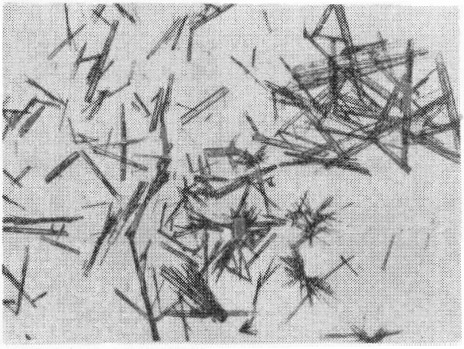


Foto 3. Dlhoštovité až steblovité kryštály sadrovca. Umele pripravená vzorka. Lokalita: Podrečany, vzorka P-26/74. Zväčšenie 11×, nikoly x. Foto L. Osvald

Photo 3. Bar-like to rod-like gypsum crystalls, artificial sample No. P-26/74, Podrečany locality, magn. 11, crossed nicols, photo by L. Osvald

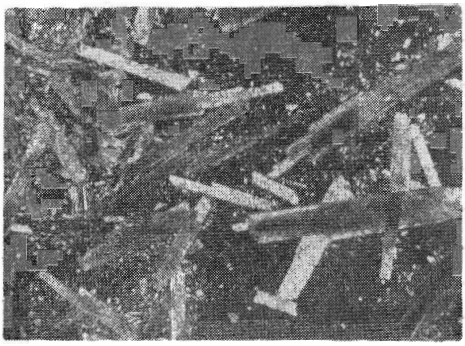


Foto 4. Zrná bassanitu. Umele pripravená vzorka. Lokalita: Podrečany, vzorka P-11/74. Zväčšenie 11×, nikoly x. Foto L. Osvald

Photo 4. Bassanite grains, artificial sample No. P-11/74, Podrečany locality, magn. 11, crossed nicols, photo by L. Osvald

V niektorých prípadoch sa v umele pripravených kryštáloch sadrovca objavujú kryštály so zdrsneným, matným povrchom. Pri mikroskopickom štúdiu sa do istej miery správajú odlišne ako kryštály sadrovca. Predovšetkým nezháša celý kryštál naraz, ale iba po častiach a zhášanie je nevýrazné. Tieto kryštály sa od kryštálov sadrovca niektorými optickými konštantami podstatne odlišujú. Napríklad index lomu je oveľa vyšší, ako má sadrovec. Naopak, dvojlom meraný vo dvoch kolmých smeroch na kryštály je nižší: $\alpha' = 1{,}543$, $\gamma' = 1{,}557$, dvojlom = 0,014.

Uvedené hodnoty poukazujú najskôr na to, že ide o bassanit — polhydrát síranu vápenatého (foto 4). Táto zlúčenina vznikla iba v takom prípade, keď odparovanie prebiehalo pri zvýšenej teplote a zjazvené miesta na povrchu kryštálov spôsobil únik vody.

Aj rtg analýza poukazuje na prítomnosť bassanitu. Patria mu reflexy: 5,95(8), 2,99(10), 2,80(10), 1,85(9). Reflexy 3,49(10), 2,85 (8), 1,74(6), 1,64(8), ktoré

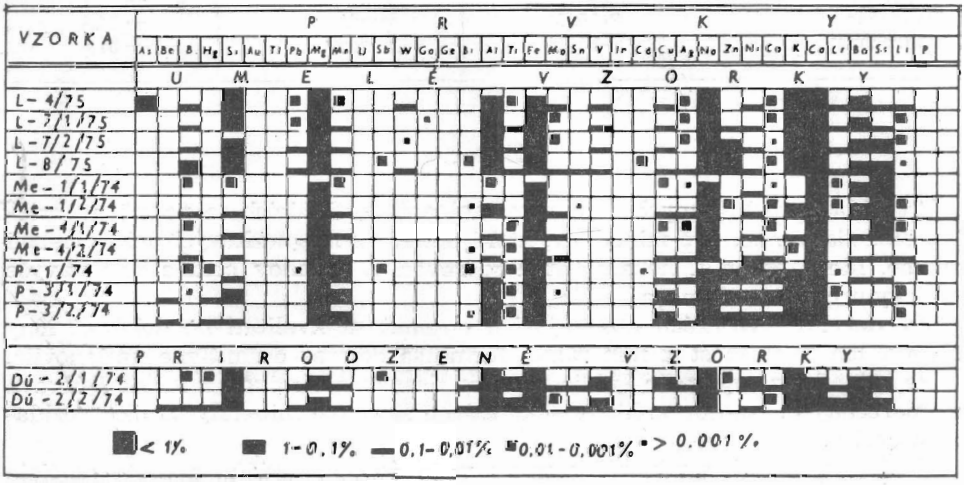
sa uplatnili v difraktograme tejto zlúčeniny, patria najpravdepodobnejšie anhydritu.

Pre DTA krivku sadrovca sú charakteristické endotermy pri teplote 180 °C a 220 °C a exoterma pri 370 °C. Prvá endoterma zodpovedá dehydratácii sadrovca na polhydrát, druhá úplnej strate vody. Exoterma zodpovedá prestavbe mriežky sadrovca na nerozpustný anhydrit (V. P. Ivanova et al. 1974). Polymorfná premena sadrovca, ktorá prebieha pri 1200 °C, sa na krivke nedá zachytiť, lebo aparatúra pracuje pri teplote do 1000 °C.

Vo viacerých prípadoch sme vo vzorkách obsahujúcich ako hlavný síranový minerál epsomit alebo hexahydrit kvalitatívnou skúškou s $AgNO_3$ zistili prítomnosť Cl^- iónov. Zrejme ide o menšie zastúpenie minerálov s obsahom chlóru, ktoré sa nám napriek úsiliu nepodarilo potvrdiť.

V umele pripravených zlúčeninách sme zistili niekoľko zrniečok izotropných látok, ktoré majú index lomu nižší ako 1,54, a teda ich nemožno pokladať za halit. Z anizotropných minerálov s nízkym indexom lomu a vyšším dvojlomom do úvahy ako nositeľ chlóru prichádza kainit a schairerit, ale jednoznačne sa opticky ani röntgenograficky neidentifikovali.

Sekundárne sírany sú v magnezitových ložiskách prítomné v zmesiach. Popri epsomite a sadrovci sa vyskytujú ešte aj ďalšie minerály, ktorých prítomnosť indikujú aj spektrochemické analýzy (obr. 3). Z výsledkov analýz vychodí, že okrem hlavných prvkov, ako je Mg, Ca, sú v podstatnej miere zastúpené aj Al, Si, Fe, a najmä alkálie K a Na. To znamená, že v analyzovaných vzorkách



Obr. 3. Kvalitatívne spektrochemické analýzy vzoriek síranov (analýzy urobil J. Chudý, Geol. ústav PFUK Bratislava, na prístroji PGS-2 s generátorom DG za týchto podmienok: striedavý oblúk, fotomateriál ORWO WU-2, expozícia 20 s pri 4 A a 15 s pri 16 A, grafitové elektródy SU-103, špeciálne vŕtané, vzdialenosť elektród 3 mm, medziclona 3,2, štrbina 0,016; vzorky boli pufrované grafitom v pomere 1 : 1)

Fig. 3. Qualitative spectrochemical analyses of sulphate samples. Analyst J. Chudý

sú okrem síranov Mg a Ca aj sírany draslíka a sodíka. Na základe optických štúdií, najmä na základe hodnôt indexov lomu, ktoré sa pohybujú v rozmedzí 1,475—1,485, ide najskôr o astrachanit. Iné metódy, napr. röntgenografická, ho ešte neidentifikovali.

Identifikácia minerálov s obsahom chlóru môže dobre pomôcť pri charakteristike paleoprostredia sledovaných magnezitových ložísk.

Pri riešení genézy sekundárnych síranov sme uvažovali o týchto dvoch alternatívach: 1. sekundárne sírany vznikli rozkladom pyritu alebo 2. sekundárne sírany sú výsledkom rozkladu primárnych síranových horizontov (evaporitová fácia).

Uvedomovali sme si, že vyriešenie týchto problémov môže mať veľký význam pri riešení genézy samotných magnezitových ložísk, najmä ak by sa dokázala prítomnosť evaporitovej fácie.

Izotopické štúdium vyseparovaných vzoriek takéto predpoklady nepotvrdilo. Výsledky skúmania uvedené v tab. 1 poukazujú na to, že sekundárne sírany z ložísk Dúbrava a Podrečany pochádzajú z pyritu.

Výsledky izotopického štúdia (J. Kantor 1975, GÚDŠ)
Results of the isotopic study (by Dr. J. Kantor, CSc., 1975, D. Štúr's Geol. Inst.)
Tab. 1

Lokalita	Vzorka	Minerál	S^{34} (‰)
Dúbrava	Dú-7/74	pyrit	— 4,4
Dúbrava	Dú-7/74	sírany	— 14,1
Podrečany	P-15/74	pyrit	— 14,1
Podrečany	P-15/74	sírany	— 31,6

Záver

Pri bádaní sekundárnych síranových minerálov viažúcich sa najmä na bridlice sme zistili niekoľko minerálov, ktoré doteraz z magnezitových ložísk neboli známe. Ide o epsomit, hexahydrit a sadrovec. Z výluhov bridlíc sme navyše opticky určili astrachanit a kainit.

Vo viacerých vzorkách obsahujúcich epsomit sa kvalitatívne dokázali ióny chlóru. Ich príslušnosť k minerálnej forme sa doteraz definitívne nestanovila.

Na základe izotopického štúdia vzoriek síranov a sírnikov z ložísk Dúbrava a Podrečany J. Kantor určil, že sekundárne síranové minerály vznikli rozkladom pyritu.

Väčšina síranových minerálov sa vo vode dobre rozpúšťa, a preto sa tieto minerály z ložiska ustavične vyplavujú. Povrchová voda obohatená o síranové ióny sa stáva agresívnou na okolie a je jedným z hlavných činiteľov sekundárnych zmien (zokrovatenia) v magnezitových ložiskách.

Doručené 28. 8. 1978
Odporučil Z. Trdlička

Ivanova, V. P. et al. 1974: Termičeskij analiz mineralov i gornych porod. 1. izd. Moskva, Izd. Nedra. 399 s.
Kostov, I. 1971: Mineralogija. 5. izd. Moskva, Izd. Mir. 584 s.
Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. 1. izd. Moskva, Gos. nauč.-techn. izd. lit. po geologii i ochrane nedr. 867 s.
Tröger, W. E. 1969: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I, 4. ed. Stuttgart, E. Schweitzerbartsche Verlags Buchhandlung. 188 S.
Turan, J. — Vančová, L. 1975: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. [Záverečná správa výskumnej úlohy II-8-4/4 za roky 1969—1975.] Manuskript — Geofond Bratislava. 102 s.

Sulphates on magnesite deposits of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

LÍDIA VANČOVÁ — JÁN TURAN

Secondary sulphate occurences on magnesite deposits in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. are briefly described.

Sulphates have been ascertained almost on each magnesite deposit. The most abundant occurences are those where favourable conditions for weathering prevailed. All sulphate occurences are secondary ones originated in the oxidation zone of deposits. Most frequently, they form fine whitish powdery film or ocassionally even continuous surficial crusts on dolomite or magnesite, but the most abundant occurences of sulphates are in the surrounding graphite shale.

Mineralogical investigations proved a relatively wide variety of secondary sulphates, especially of epsomite ($MgSO_4 . 7\ H_2O$), hexahydrite ($MgSO_4 . 6\ H_2O$), gypsum ($CaSO_4 . 2\ H_2O$) and of its fibrous variety, of selenite, anhydrite ($CaSO_2$). Probably, there occur also astrakhanite ($Na_2SO_4 . MgSO_4 . 4\ H_2O$), kainite ($KCl . MgSO_4 . 3\ H_2O$) and bassanite ($CaSO_4 . 0.5\ H_2O$). The last three minerals were ascertained only from evaporation residues of leached shales, i. e. from artificial samples.

Epsomite and hexahydrite are the most abundant sulphates in shales. These were stated besides X-ray and derivatographical analysis also optically. They differ from other sulphates by very low refractive index and by high birefrigence.

Epsomite associates with gypsum, the latter has been ascertained in raw samples as well as in leached residues. Its X-ray and optical identification are unambiguous, diffraction record points to its fibrous variety, the selenite.

In several samples containing mainly epsomite and hexahydrite the presence of chlorine anions was ascertained. This is probably due to the presence of some minerals containing also chlorine. We failed to identify such a mineral despite of effort. It seems probable that chlorine occurs only in salt inclusions in the epsomite.

Isotopic investigations point to the origin of secondary sulphates by weathering of the pyrite.

Preložil I. Varga

K. Hyánková: **Zrážková voda ako potenciálny zdroj znečistenia podzemnej vody bratislavskej oblasti** (Bratislava 7. 12. 1978)

Od marca 1977 sa sleduje kvalita zrážkovej vody na 16 miestach v Bratislave a v jej okolí. Kumulované vzorky sa analyzujú približne v dvojmesačných intervaloch. Sleduje sa pH, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Fe^{3+}, Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, NO_3^-, PHO_4^{2-}, odparok.

Výsledky z prvých ôsmich odberov poukazujú na veľkú variabilnosť kvality zrážok v čase aj priestore a celkove na ich silnú kontamináciu síranmi.

Mineralizácia sa pohybovala od 34 do 539 mg.l^-, obsah síranov od 9 do 340 mg.l^{-1} SO_4^{2-}. Najčistejšie zrážky boli počas celého sledovaného obdobia v Borinke, Perneku a v Mierove, najznečistenejšie v Bratislave na Trnavskej ceste.

Ako hlavná príčina silnej síranovej kontaminácie sa ukazujú vykurovacie zariadenia, ktoré znečisťujú ovzdušie zlúčeninami síry. V letných mesiacoch bol obsah síranov 9—53 mg.l^{-1} SO_4^{2-}, v zimných mesiacoch 67—340 mg.l^{-1} SO_4^{2-}, pričom sa na niektorých miestach zaznamenalo až 20-násobné zvýšenie síranovej koncentrácie. Pri vhodných poveternostných podmienkach znečistenie zasahuje aj do vzdialenejších, príp. aj vyššie položených miest (Dunajská Lúžna, Kamzík, Malý Javorník).

Obsah chloridov je celkove nízky, zvýšenie sa zaznamenalo len ojedinele. Podobný stav bol aj pri dusičnanoch. Ich najvyšší obsah sa zistil v zrážkach v Šamoríne a Čakanoch v období aplikácie hnojív (32 mg.l^{-1} NO^{-3}).

V katiónovom zložení má v zrážkach zastúpenie ión Mg^{2+}, v aniónovom SO_4^{2-}, čo je typické pre zrážky priemyselných oblastí so silne znečisteným ovzduším.

Výsledky sledovania kvality zrážok ukazujú, že aj zrážky sú významným zdrojom znečistenia podzemnej vody bratislavskej oblasti, najmä síranmi. Síranová koncentrácia v zrážkach dosahuje v zimných mesiacoch niekedy hodnotu blížiacu sa až limitným hodnotám čs. normy 83 0611 (pitná voda) a 73 1001 (smerné čísla na posudzovanie vody z hľadiska jej agresívnosti na stavebné konštrukcie).

Z. Čadková: **Regionální fónový výzkum Českého masívu**

V oblasti Českého masívu bylo vymezeno cca 100 litostratigrafických jednotek (souborů); každý soubor obsahuje 30—50 vzorků.

Vzhledem k nestejnoměrnému zastoupení horninových typů v mapovaných jednotkách byl zvolen asymetrický model hierarchického odběru vzorků (A. A. Miesch, J. J. Connor), jenž umožňuje hodnocení získaných dat na několika úrovních. Při tomto typu vzorkování je koncentrace chemické složky ve vzorku funkcí průměru pro celý soubor, dále pak odchylek, zjištěných na různých úrovních v dané oblasti a chyby zpracování. Toto platí obdobně i pro rozptyl hodnot koncentrace chemické složky kolem průměru. Pro vzorkování byly stanoveny především dvě zásady:

a) u všech hornin jsou odebírány vzorky z facií v dané stratigrafické jednotce co nejrozšířenější;
b) čerstvé, nezvětralé a homogenní vzorky o váze 5 kg jsou odebírány z povrchových odkryvů.

Vzorky jsou spracovávány převážně multiprvkovými, fyzikálně-chemickými metodami, v menší míře mokrou chemií. Dosud je sledováno celkem cca 35 prvků.

Získaná analytická data jsou zpracovávána metodou hierarchické analýzy rozptylu. Kromě základních statistických parametrů nám tato metoda umožňuje stanovit míru rozptylu na několika úrovních, tj. v závislosti na prostorových a manipulačních faktorech.

Mineralia slovaca, **11** (1979), 3, *229—237*, Bratislava

Zostavovanie mapy inžinierskogeologickej rajonizácie pomocou počítača

(5 tab. v texte)

MIROSLAV HRAŠNA — VLADIMÍR SHÁNĚLEC*

Составление карты инжинерногеологического районирования при использовании электронных машин

Авторы обясняют программу для составления точечной карты инжинерногеологического районирования в масштабе 1 : 25 000 при помощи электронных машин, главным образом вступительные и выпускные составы программы а также использование полученных данных в практике. Програмирование основано на типологическом методе районирования, которое применяется в ЧССР при составлении изданий основных инжинерногеологических карт.

Assembly drawing of engineering-geological rayonization maps using computer technique

The paper presents a computer routine for assembly drawing of a check point map for engineering-geological rayonization in the scale 1 : 25,000, its input parameters as well as output assemblies of the programme together with practical application systems. The routine is based on a typological method of rayonization used in Czechoslovakia for purposes of basic engineering-geological maps edition.

V súčasnej praxi sa pri inžinierskogeologickom mapovaní využívajú v ČSSR počítače najmä pri zostavovaní analytických máp zobrazujúcich priebeh vrstiev rozličnej litologickej skladby alebo rozličného fyzikálno-technického charakteru. Výsledná syntetická inžinierskogeologická mapa sa potom zostavuje kombináciou analytických máp. Chyby vznikajúce pri takomto postupe ako výsledok sčítania chýb analytických máp, ako aj pre rozličnú superpoziciu vrstiev sú dosť veľké. Na ich odstránenie je často nevyhnutná zložitá a časovo náročná kontrola. Preto je výhodnejšie strojové zostavovanie bodovej mapy. Spôsob zostavovania syntetickej mapy inžinierskogeologického rajónovania touto metódou opisujeme ďalej. Pretože analýza úlohy a bloková schéma jej riešenia už

* RNDr. Miroslav Hrašna, CSc., Katedra inžinierskej geológie PFUK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava, p. g. Vladimír Shánělec, Terplan, Platnéřská 19, 110 00 Praha.

boli publikované (M. Hrašna 1977), predkladáme iba stručný opis programu a podrobnejšie opisujeme výstupné zostavy a systém ich využívania v praxi.

Metodický postup a výstupné zostavy

Program na zostavenie bodovej rajonizačnej mapy určuje v mieste každého dokumentačného bodu typ rajónu a podrajónu. V súlade s princípmi typologickej rajonizácie (M. Matula — M. Hrašna 1976) sa rajón určuje podľa povrchového genetického komplexu alebo podľa kombinácie dvoch genetických komplexov hornín vystupujúcich do hĺbky 5 m (napr. rajón eolických spraší — *Es* alebo rajón eolických spraší na fluviálnych terasových sedimentoch — *EsFt*). Prehľad rajónov, ktoré určuje počítač, a ich vzťah k vstupným údajom zakódovaným v záznamových listoch geologickej dokumentácie (H. Bůžková — M. Hrašna — J. Pelikán 1973) je v tab. 1.

Tab. 1

Genéza podľa vstupných dát		Rajóny určované počítačom		Možné typologické rajóny
Horniny	Symbol	Typ	Symbol	
Usadené	U	Rajón piesčitých sedimentov	NP	Np
		Rajón štrkovitých sedimentov	NG	Ng
		Rajón ílovito-prachovitých sed.	NI	Ni
		Rajón striedajúcich sa súdržných a nesúdržných sedimentov	NK*	Nk
		Rajón flyšoidne sa striedajúcich súdržných a nesúdržných sedimentov	NF*	Nk
		Rajón striedajúcich sa spevnených a nespevnených sedimentov	NS	Nk, Sf
		Rajón pieskovcovo-zlepencových hornín	SZ	Sz
		Rajón vápencovo-dolomitických hornín	SV	Sv
		Rajón ílovcovo-prachovcových hornín	SI	Si
		Rajón striedajúcich sa spevnených (kombinovaných) hornín	SK*	Sf
		Rajón flyšoidne sa striedajúcich spevnených hornín	SF*	Sf
		Rajón striedajúcich sa pyroklastických a sedimentárnych hornín	ST	podľa prevládajúceho typu

Vyvrené	V	Rajón pyroklastických hornín Rajón vulkanických hornín Rajón intruzívnych hornín	VP VL IH	Vp Vl Ih
Premenené	P	Rajón vysokometamorfovaných hornín Rajón metamorfovaných karbonátov Rajón nízkometamorfovaných hornín Rajón dislokačných metamorfitov	MV MK MN MD	Mv Mk Mn Md

* Za flyšoidné sa pokladá striedanie pri mocnosti vrstiev menšej ako 1 m.

Tab. 1 — pokračovanie

Genéza podľa vstupných dát		Symboly rajónov určených počítačom	Možné typologické rajóny
Horniny	Symbol		
Eluviálne	Z	Z	D, C
Fluviálne	F	FU	Fn, Fh
		FT	Ft
Limnické	L	JR	Jr
Glaciálne	G	GM	Gm
Proluviálne	R	PP	Pp
Eolické	E	EP	Ep
		LP	Lp, Es
Deluviálne	D	D	D, C
Soliflukčné	S	S	D
Organogénne	O	O	Or, Fs
Chemické	C	C	T
Antropogénne	A	A	Ao, An
Deluviofluviálne	DF	DU	Du
Glacifluviálne	GF	GF	Gf
Fluvioeolické	FE	FE	Ep, Lp (F)
Fluviolimnické	FL	JR	Jr
Deluvioeolické	DE	DE	Ep, Lp (D)
Glacilimnické	GL	GL	Gl

Typ podrajónu určuje počítač podľa vertikálneho sledu vrstiev a podľa ich typovej mocnosti (hĺbky bázy) v slede od povrchu terénu do hĺbky 10 m. Na rozdiel od zaužívanej metódy sa v strojovom symbole podrajónu vyjadruje mocnosť (prvé číslo) i hĺbka bázy vrstiev (druhé číslo). Tento systém umožňuje lepšie porovnávať susedné body a stanoviť správny typ podrajónu v skúmanom území, a to najmä v prípade, ak majú vrty rozličnú hĺbku. Napr. symbol H 1.1) P 2.2 I 2.3 / vyjadruje typový model podrajónu, v ktorom pod vrstvou hliny v mocnosti < 2 m leží vrstva piesku mocná 2—5 m (aj báza vrstvy je v intervale 2—5 m) a pod ňou vrstva predkvartérnej súdržnej zeminy v mocnosti 2—5 m. Skutočná mocnosť tejto poslednej vrstvy môže byť aj väčšia (alebo môže pod ňou byť i ďalšia vrstva), pretože, ako vychodí z druhého číselného znaku symbolu vrstvy, sa vrt ukončil v hĺbkovom intervale 5—7 m.

Symbol "/" oddeľuje každý kvartérny geologický komplex od nasledujúceho kvartérneho alebo predkvartérneho komplexu. Rovnaký znak sa vytlačí za poslednou kvartérnou vrstvou, ak vrt podložie nezastihol. Obdobne sa používa symbol "/" pri predkvartérnom podklade. V uvedenom symbole podrajónu je teda prvá vrstva kvartérneho veku, ďalšie dve vrstvy sú rovnakej genézy a sú predkvartérne (neogén).

Na označenie typovej mocnosti (hĺbky bázy vrstiev) sa používajú tieto symboly: 0 = < 1 m, 1 = 1—2 m, 2 = 2—5 m, 3 = 5—7 m, 4 = 7—9,5 m,

Tab. 2

Horniny kvartérnych komplexov			
Horninový typ	Symbol	Horninový typ	Symbol
Balvanité a hruboúlomkovité zeminy	B	Organické zeminy	∅
Štrkovité zeminy	G	Rašelina, slatina	R
Striedanie štrkovitých a piesčitých zemín	N	Sutina, úlomky hornín, drvina	D
Piesčité zeminy	P	Tillit, til, moréna	L
Striedanie nesúdržných a súdržných zemín	K	Bauxit, bentonit, leterit, kaolín	Z
Súdržné zeminy	H	Sinter, travertín	T
Spraš	E	Krieda, alm	A
Striedanie súdržných zemín a spraše	C	Škvara, troska návažok, haldovina	U

Horniny predkvartérneho podkladu			
Horninový typ	Symbol	Horninový typ	Symbol
Štrkovité zeminy	G	Ílovcovo-prachovcové horniny	J
Piesčité zeminy	P	Striedanie Z a J, príp. V (napr. flyš)	F
Striedanie štrkovitých a piesčitých zemín	N	Striedanie pyroklastických a sedim. hornín	S
Striedanie súdržných a nesúdržných zemín	K	Pyroklastické horniny	Y
Súdržné zeminy	I	Výlevné horniny	L
Uhlie, lignit	U	Hlbinné a žilné horniny	H
Striedanie spevnených a nespevnených hornín	?	Vysokometamorfované horniny	M
Pieskovcovo-zlepencové horniny	Z	Nízkometamorfované horniny	E
Karbonátové horniny	V	Dislokačné metamorfity	D
Striedanie Z a V	W	Metamorfované karbonáty	R

5 = 9,5—10 m. V rámci istého genetického typu sa samostatne vyčleňujú len vrstvy s mocnosťou väčšou ako 1 m. Pri menšej mocnosti sa skúmaný horninový typ porovnáva s nadložnými a podložnými vrstvami a v závislosti od konkrétnych podmienok sa alebo vyčlení kombinovaný horninový typ, alebo vrstvu s malou mocnosťou pohltí ako vložku (max. do 30 %) mocnejší horninový typ. Pokiaľ je to možné, zlučujú sa v prvom rade petrograficky a inžinierskogeologicky príbuzné horninové typy (napr. vrstva štrku s malou mocnosťou sa priradí k piesku, nie k hline). Prehľad typových vrstiev, ktoré určuje počítač, je v tab. 2.

Pretože symboly podrajónov by zaberali v mape príliš veľa miesta, vpisujú sa do mapy iba ich poradové čísla. Tie spolu so zoznamom rajónov stanovuje vopred spracovateľ mapového listu. Teoreticky možno stanoviť až 49 typov rajónov, v praxi sa však vopred stanovuje menší počet. Ak zostavovateľ mapového listu s niektorým typom rajónu nepočítal alebo ak niektorý typ rajónu vyčerpal vopred stanovený počet poradových čísel vyhradených pre podrajóny, dopĺňa do voľných riadkov zoznamu rajónov (tab. 3) typ rajónu počítač. Počítač dopĺňa do zoznamu aj poradové čísla podrajónov, ktoré sa pri riešení úlohy v rámci rajónov stanovili ako posledné. Počet poradových čísiel podrajónov pre jednotlivé rajóny stanovuje zostavovateľ mapy v závislosti od predpokladanej zložitosti litologických pomerov v rajóne, ale celkový počet podrajónov (na celom mapovom liste) nesmie byť väčší ako 999. Tento počet poradových čísiel je vhodné rozmiestniť do všetkých 49 riadkov zoznamu.

ZOZNAM RAJÓNOV

Tab. 3

	RAJÓN	PODRAJÓNY	
		PLÁN	SKUTOČ.
1	EP	1— 20	15
.			
5	EPNK	141—160	160
.			
11	FNEP	381—400	392
.			
16	NI	475—500	484
.			
20	EPNK	551—570	558
.			
49		991—999	

Zoznam rajónov, ktorý vypĺňa zostavovateľ mapy vopred, predstavuje v podstate vstupné parametre programu. Po skončení strojového spracovania počítač doplní zoznam rajónov výstupnou zostavou, ktorú používa zostavovateľ mapy pri identifikácii rajónov v mape a v zozname podrajónov.

V zozname podrajónov (tab. 4) sa uvádzajú poradové čísla podrajónov, jednotlivé vrstvy, ich typová mocnosť a hĺbka bázy v poradí od povrchu terénu. Ak sú v niektorej z vrstiev podrajónu vložky, uvádzajú sa za jej symbolom symboly vložiek a ich minimálna, maximálna a celková mocnosť (v metroch). Na konci záznamu sa o každom type vrstvy uvádza počet bodov, v ktorých sa

podrajón zistil, a počet bodov s vložkami. Rozdiel medzi celkovým počtom bodov a počtom bodov s vložkami umožňuje pri každej vrstve posúdiť jej prevládajúci litologický charakter. V prípade potreby možno územné rozloženie podrajónov (vrstiev) s vložkami zistiť zo zoznamu vložiek (tab. 5), v ktorom sú pri každom dokumentačnom bode súradnice. V zozname sa uvádzajú aj prípadné chyby v súbore dát alebo nedostatky v algoritme riešenia úlohy.

Z O Z N A M P O D R A J Ó N O V

Tabuľka 4

B	B	CIS-	VRSTVA			1. VLOZKA			2. VLOZKA			3. VLOZKA			4. VLOZKA			POCET BOK.	BOD.
B	B	LO																S POD-	S
I	Y	POD-	KOD	MOC-	ZNAK	KOD	MOCNOST			KOD	MOCNOST			KOD	MOCNOST			KOD	MOCNOST			RAJO-	VLOZ-
I	I	RAJ.	I	NOST	I GIVE	I	MIN.	MAX.	CELK.	I	MIN.	MAX.	CELK.	I	MIN.	MAX.	CELK.	I	MIN.	MAX.	CELK.	NOM	KAMI
1	126	1	P	2.2	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	26	0
2	208	2	P	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	32	0
3	186	3	P	3.3	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	17	0
4	187		K	2.4	/		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	17	0
5	191	4	P	3.3	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	11	0
6	132	21	P	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	18	0
7	133		I	1.2	/		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	18	0
8	181	22	P	2.2	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	13	0
9	182		I	1.2	/	P	0.1	0.2	0.2		0.2	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	13	4
10	212	23	P	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	7	0
11	213		I	2.2			0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	7	0
12	213		K	1.3	/		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	7	0
13	183	141	P	2.2	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	11	0
14	184		K	1.2	/		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	11	0
15	324	142	P	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	9	0
16	325		K	1.2	/		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	9	0
17	188	211	K	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	12	0
18	189		I	1.2	/		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	12	0
19	215	381	K	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	1	0
20	216		P	2.3	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	1	0
21	217		P	2.4	/	1	0.2	0.2	0.2	6	0.5	0.5	0.5		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	1	1
22	302	382	K	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	3	0
23	303		P	2.3	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	3	0
24	304		I	2.4	/	P	0.1	0.2	0.4		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	3	2
25	290	383	K	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	6	0
26	291		P	1.2	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	6	0
27	292	384	K	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	7	0
28	293		P	2.2	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	7	0
29	294		I	1.3	/		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	7	0
30	312	385	K	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	5	0
31	313		P	2.2	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	5	0
32	127	386	K	1.1	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	6	0
33	128		P	1.2	)		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	6	0
34	129		I	1.2	/	P	0.2	0.2	0.2		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	6	2
35	432	475	I	2.3	/	P	0.2	0.6	1.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	5	3

V mape sa bodom zaznamenáva poloha dokumentačných bodov a poradové čísla podrajónov. Možno ju tlačiť alebo na rýchlotlačiarni počítača alebo na kresliacom zariadení. Takýto výstup vytlačený na priesvitke možno priložiť na topografickú alebo geologickú mapu rovnakej mierky a doplniť hranice rajónov a podrajónov. Bodovú mapu, ktorú zostavil počítač, možno použiť aj ako podklad na zostavenie mapy inžiniersko-geologických pomerov.

Napriek tomu, že sa v mape tlačia iba poradové čísla podrajónov, nemožno ich, najmä pri väčšej hustote bodov, všetky v nej zobraziť. Preto počítač zostavuje dve mapy. V prvej sa v prípade možného prekrývania bodov uvá-

dzajú podrajóny určené z hlbších sond, resp. tie, ktoré zastihli podložie. V druhej mape sa uvádzajú podrajóny v tých bodoch, ktoré neboli zastúpené v prvej mape, pričom sa pri možnom prekrývaní bodov postupuje rovnako ako pri prvej mape. Body, ktoré nie sú na mape vytlačené, sa tlačia do zoznamu, kde sa okrem poradových čísiel podrajónov udávajú aj súradnice príslušných bodov.

ZOZNAM VLOŽIEK

Tabuľka 5

CIS DOK BODU	SURADNICE Y	SURADNICE X	CIS POD RAJ	V R. S	1	MOC MIN	MOC MAX	MOC CEL	2	MOC MIN	MOC MAX	MOC CEL	3	MOC MIN	MOC MAX	MOC CEL	4	MOC MIN	MOC MAX	MOC CEL	TEXT	PRIKAZ
						VLOZKY																
0172	572820.00	1249800.00	22	1	P	0.1	0.1	0.1		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0178	574030.00	1243800.00	22	1	P	0.1	0.1	0.2		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0181	574540.00	1243580.00	22	1	P	0.2	0.2	0.2		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0189	575040.00	1245600.00	22	1	P	0.2	0.2	0.2		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0318	573370.00	1243520.00	217	P	1	0.2	0.2	0.2	G	0.5	0.5	0.5		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0340	576334.00	1243700.00	382	1	P	0.2	0.2	0.4		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0362	575830.00	1241860.00	382	1	P	0.1	0.2	0.3		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0375	575980.00	1246250.00	386	1	P	0.2	0.2	0.2		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0378	575480.00	1246820.00	386	1	P	0.2	0.2	0.2		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0382	574550.00	1247110.00	475	1	P	0.3	0.4	0.7		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0386	576750.00	1247800.00	475	1	P	0.4	0.6	1.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0394	577100.00	1245500.00	475	1	P	0.2	0.5	0.7		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0402	573800.00	1247830.00																			CHYBA GENEZA	10
0421	573740.00	1249780.00	478	1	P	0.1	0.5	0.8		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0436	577270.00	1249820.00	478	1	P	0.3	0.4	1.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0437	577110.00	1249840.00	478	1	P	0.2	0.8	1.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ
0484	575592.00	1243071.00	478	1	P	0.2	0.5	0.9		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0		VZ

Opis programu

Program bol vypracovaný a odladený na výpočtovom systéme IBM 360/40. Z kapacitných a prevádzkových dôvodov bol rozdelený na štyri samostatné programy napísané v symbolickom jazyku ANSI COBOL. Na tieto programy nadväzuje program na riadenie kresliaceho zariadenia v symbolickom jazyku PL/I.

Prvý program (hlavný) určuje podľa opísaných pravidiel pri každom dokumentačnom bode typ rajónu a podrajónu a vytvára tri pracovné súbory slúžiace ako vstup do ďalších programov. Vstupom do programu je už opísaný zoznam rajónov s poradovými číslami podrajónov a súbor inžinierskogeologických údajov vo forme registra dokumentačných bodov inžinierskej geológie (H. Bůžková — V. Sháněl ec 1975).

Ďalšie programy spracúvajú pracovné súbory vytvorené hlavným programom. Druhý program zaisťuje tlač doplneného zoznamu rajónov s poradovými číslami podrajónov (tab. 3) a zoznamu podrajónov (tab. 4). Tretí program zabezpečuje tlač mapy dokumentačných bodov s číslami podrajónov v mierke 1 : 25 000 na rýchlotlačiarni počítača. Program musí obsahovať súradnice rohov mapového listu v jednotnej trigonometrickej Křovákovej sieti (JTSK).

Program vypracovaný v jazyku PL/I generuje príkazy pre kresliaci stôl CALCOMP 702 riadený počítačom CALCOMP 910. Na kresliacom stole sa bodová rajonizačná mapa kreslí priamo na priesvitku a možno ju zhotoviť v lu-

bovoľnej mierke. Ďalšou výhodou mapy zostavenej týmto spôsobom je presnejšia lokalizácia bodov podľa súradníc a menšia veľkosť tlačených znakov, čo robí mapu prehľadnejšou.

Program musí obsahovať rozmery vonkajšieho rámu mapy (max. 780 mm na výšku a 860 mm na dĺžku), mierku mapy, umiestnenie a veľkosť nadpisu, jeho text a súradnice rohov mapy alebo ľubovoľného obdĺžnika (v JTSK).

Doručené 23. 11. 1978
Odporučil I. Šarík

LITERATÚRA

Bůžková, H. — Hrašna, M. — Pelikán, V. 1973: Pokyny k vyplňování záznamových listů geologické dokumentace. Metodická príručka ČSVTS — Společnosť hornická, Stavební geologie Praha.

Bůžková, H. — Shánělec, V. 1975: Ukládání a zpracování inženýrsko-geologických dat na samočinném počítači. [Závěrečná správa.] Manuskript — Geofond Praha.

Hrašna, M. 1977: Využitie výpočtovej techniky v inžinierskogeologickom mapovaní. Geol. zbor. Slov. akad. vied (v tlači).

Matula, M. — Hrašna, M. 1976: Typologická rajonizácia v inžinierskej geológii. Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol., 29.

Assembly drawing of engineering-geological rayonization maps using computer technique

MIROSLAV HRAŠNA — VLADIMÍR SHÁNĚLEC

The proposed routine for assembly drawing of a check-point map of engineering-geological rayonization purposes using computer technique ranges to every documentation point its delimited rayon or subrayon type. In accordance with methodics of typological rayonization used in Czechoslovakia for the edition of basic engineering-geological maps (M. Matula — M. Hrašna 1976), the routine determines the rayon type (Tab. 1) according to the surficial genetic complex, or eventually, by combination of two complexes occuring one above other. The subrayon type is determined by the computer acording to lithological types (strata) present in the point, their ascertained thickness and base position gradually from the surface to 10 m depth. In the key symbol of the subrayon, after the strata type code (Tab. 2) there follows the thickness code (first number) as well as the code of the strata base depth (second number). The following symbols were used to indicate ascertained thicknesses: 1 = 1—2 m, 2 = 2—5 m, 3 = 5—7 m, 4 = 7—9.5 m and 5 = 9.5—10 m. E. g. the symbol H 1.1 "/" P 2.2 I 3.5/ expresses the subrayon type model in which below a bed of clay having thickness less than 2 m lies another bed of sand having 2—5 m thickness (base of the strata occurs in the 2—5 m intervall, too) and below that, there is a bed of pre-Quarternary cohesive soil having thickness over 5 m (base depth or drill-hole foot between 9.5—10 m).

The symbol "/" delimits every genetic complex of Quarternary age from the underlying one or signalizes the definite depth of the check-point in question. Similarly, the "/" symbol was used for the pre-Quarternary basement.

For the input of the routine, the storage of engineering-geological data was used in a form of documentation points register as well as of a partly filled rayon register. The routine output completes the rayon and subrayon register, the list of occuring intercalations and the map itself.

The rayon register (Tab. 3) contains all determined rayon types on a map sheet as well as serial numbers of subrayon types determined within it. The register is used to identify rayon types in the map and subrayon register.

The subrayon register indicates over symbols of single subrayons the index of intercalation type ascertained in single beds or subrayons and their minimum, maximum and total (summary) thicknesses. At the end of each record, the point number for the subrayon determination is indicated together with the number of points containing intercalation(s). The difference between the total amount of points and the ones containing intercalations allows to assume overwhelming lithological pattern of each bed. When needed, the areal disposition of subrayons (beds) with intercalation occurences may be ascertained using the intercalation register (Tab. 5), where coordinates of each point are also indicated.

In the map, the point indicates the position and serial number of the subrayon. The output is registered on a transparent label and so may be fitted over any topographical or geological map of identical scale. The procedure enables to complete limits of single rayons and subrayons. In case of high density of check-points, a second map is printed whereas the first one indicates data referring to deeper levels of points. The register of check-points which were left out from the map is printed in a separate sheet together with their coordinates.

The routine uses the ANSI COBOL machine language elaborated and tuned on elective sequence system IBM 360/40. Another programme was prepared using PL/I machine language by the means of a CALCOMP 910 computer which generates commands towards a drafting table of CALCOMP 702 type.

Preložil I. Varga

RECENZIA

F. Mrňa : **Geochemická prospekce sulfidických ložisek v tropech.** Knihovna ÚÚG, sv. 51, 136 stran, Praha 1978. (20 obr., 2 skládové přílohy, 22 příloh na křídě)

Je třeba přivítat nově vydanou práci F. Mrní, která přináší podrobný přehled ověřených metod geochemické prospekce sulfidických ložisek, vhodných pro různé krajinné typy. Autor vychází hlavně z vlastních bohatých zkušeností, získaných dlouholetou praxí v expedicích OSN (v Mali, Kongu, Venezuele, na Kubě a v některých asijských zemích) při geochemické regionální prospekci. Využívá rovněž poznatků řady dalších československých i cizích geochemiků. Autor tak shromáždil materiál reprezentující všechny hlavní krajinné typy a vypracoval doporučení platná pro

prospekci za nejrůznějších podmínek. Podrobně rozpracoval metodiku vyhledávání sulfidických rud jednak v oblastech aridních a semiaridních, jednak v oblasti humidních tropů. Zvláštní pozornost pak věnoval organizaci prospekčních prací v tropech.

Z hlediska geochemické prospekce jsou tropy velmi heterogenní. V některých oblastech prakticky chybí zvětralinový pokryv a jsou tudíž pro geochemickou prospekci velmi vhodné, naopak jsou zde oblasti lateritické, zakryté mohutnými železitými nebo bauxitickými krunýři, které geochemické práce silně komplikují.

Autor vymezuje jednotlivé geochemické regiony na základě řady kritérií. Jsou to zejména: 1. množství srážek a dynamika fyzikálněchemického režimu podzemních vod, ovlivňující charakter a intenzitu hypergenních procesů, 2. geomorfologický vývoj, často podmiňující modelování reliéfu oblasti a trvání jednotlivých etap pedologického procesu, 3. charakter geologické stavby. Jedním ze základních faktorů pedologických procesů jsou klimatické podmínky a v těchto obdastech hrají důležitou úlohu i vlivy biogeochemické.

Práce F. Mrni zachycuje současný stav problému. Autor pečlivě hodnotí podmínky pro geochemickou prospekci v jednotlivých krajinných typech. Ukazuje na nezbytnost rajonizace oblasti při všech etapách prospekce a zdůrazňuje nutnost těsné vazby geochemie na výsledky studia pedogenetických, geomorfologických a hydrogeochemických procesů, na klimatickou zonalitu a paleogeografickou historii geochemických regionů.

Účast československých geochemiků a ložiskových geologů na vyhledávání ložisek v tropických oblastech má již svoji tradici. Recenzovaná práce bude významným pomocníkem pro všechny, kteří se touto problematikou zabývají a mohou z ní čerpat geologové a specialisté, vyjíždějící do rozvojových zemí.

Většina rozvojových zemí, jejichž podstatným zdrojem národního důchodu je využití nerostných surovin, leží v tropických oblastech, které patří mezi ložiskově nejméně prozkoumané části světa.

V rámci pomoci těmto zemím a rovněž v důsledku světové surovinové krize je v současné době soustředěna pozornost prospekčních geologů právě na toto klimatické pásmo. Snaha po využití nejmodernějších a nejefektivnějších vyhledávacích metod přivedla do popředí zájmu i geochemii.

Geochemie jako prospekční metoda je poměrně mladá. Je využívána teprve v posledních dvaceti létech a ne vždy byla přijímána s důvěrou. Bylo to způsobeno hlavně tím, že řada geochemických akcí při vyhledávání nerostných surovin, končila neúspěšně. Důvod těchto neúspěchů však netkví v metodě samé, ale v její necitlivé aplikaci, v mechanickém přebírání metodiky vhodné pro mírná klimatická pásma a její použití ve zcela jiných podmínkách. Většina expedic, provádějících vyhledávací práce v tropech nemá totiž, z časových nebo jiných důvodů, možnosti pro modelový výzkum a většinou nemůže dodržet účelnou etapovitost výzkumu, důležitou pro výběr nejvhodnější metodiky.

Na druhé straně známe řadu případů, kdy byla geochemie jedinou účinnou metodou — např. při hledání ložisek mědi prfyrového typu.

Sulfidická mineralizace je totiž v tropech, hlavně v humidních, vyloužena do velkých hloubek a na povrchu lze sledovat jen její slabé sekundární aureoly.

V oblastech s nedokonale prozkoumanými zákonitostmi metalogenetického vývoje je moderně pojatá geochemie schopna kromě klasických typů ložisek, zjistit i přítomnost netradičních nerostných surovin a vzhledem k vývoji stále citlivějších analytických metod, se tyto možnosti stále rozrůstají.

Zdena Marešová

Mineralia slovaca, 11 (1979), 3, 239—245, Bratislava

SPRÁVY

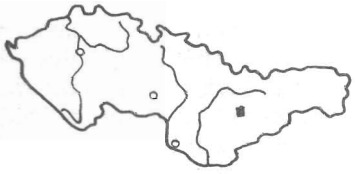
Ďalšie výskyty ultrabázických efuzív v chočskom a krížňanskom príkrove pri Banskej Bystrici

(5 obr. a 4 tab. v texte)

MIROSLAV SLAVKAY*

Новые находки ультраосновных эффузив в хочском и крижнянском покрове при Банской Бистрици

Геолого-разведочными работами в районе Банской Быстрицы в скважине ŠŠ-II были обнаружены ультраосновные породы. Это следующее нахождение этих пород севернее муранской линии. Эти породы находятся в карбонатных слоях среднего триаса крижнянского покрова. В работе приведено их положение, краткая характеристика и химизм. На основании минерального и химического состава эти породы можно считать пикритами.

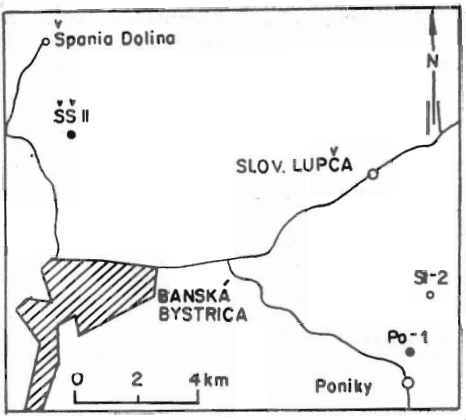


Further occurences of ultrabasic effusives in the Choč and Krížna nappes in the vicinity of Banská Bystrica (Middle Slovakia)

A new occurence of ultrabasic rock was found in the ŠŠ-II borehole near to Banská Bystrica. The rock occurs amidst carbonatic members of Middle Triassic age in the Krížna nappe. Its geological position, brief petrography and two chemical analyses are given. According to the mineralogical and chemical composition, structure and petrochemical characteristics, the rock may be designated as picrite.

Severne od muránskej línie nebol v mezozoiku subtatranských príkrovov okrem hornín augititovo-limburgitovej formácie zaznamenaný nijaký výskyt ultrabázických hornín. Prvý výskyt zistil až geologický prieskum širšieho okolia Banskej Bystrice vo vrte PO-1 na severnom okraji obce Poniky, druhý vo vrte St-2 neďaleko kóty Stráža, asi 2 km severne od predchádzajúceho. Nový výskyt je z vrtu ŠŠ-II na južnom svahu kóty Horný diel (1000 m n. m.), 4 km od Banskej Bystrice (obr. 1). Vo všetkých prípadoch sú ultrabáziká v karbonatických horninách stredného triasu, ktoré pri Ponikách patria do choč-

* RNDr. Miroslav Slavkay, Geologický prieskum, 052 40 Spišská Nová Ves.



Obr. 1. Náčrt výskytu bázických a ultrabázických hornín

Fig. 1. Sketch map of ultrabasite and basic rock occurences

ského a vo vrte ŠŠ-II do krížňanského príkrovu. Ich spoločným znakom je malá mocnosť a silná premena. Tak medzi známe výskyty, ktoré sumarizoval D. Hovorka (1976), pribudol ďalší.

Telesá v chočskom príkrove

Pikrit. Orientačným vrtom PO-1 sme v hĺbke 459,3—464,5 m prevŕtali tmavozelené ultrabázické horniny s veľkými výrastlicami serpentinizovaného a na okrajoch chloritizovaného olivínu a biotitu. Podľa výsledkov petrograficko-mineralogického štúdia ide o biotitické pikrity, ktoré charakterizovali a ich pozíciu uviedli D. Hovorka — M. Slavkay (1966).

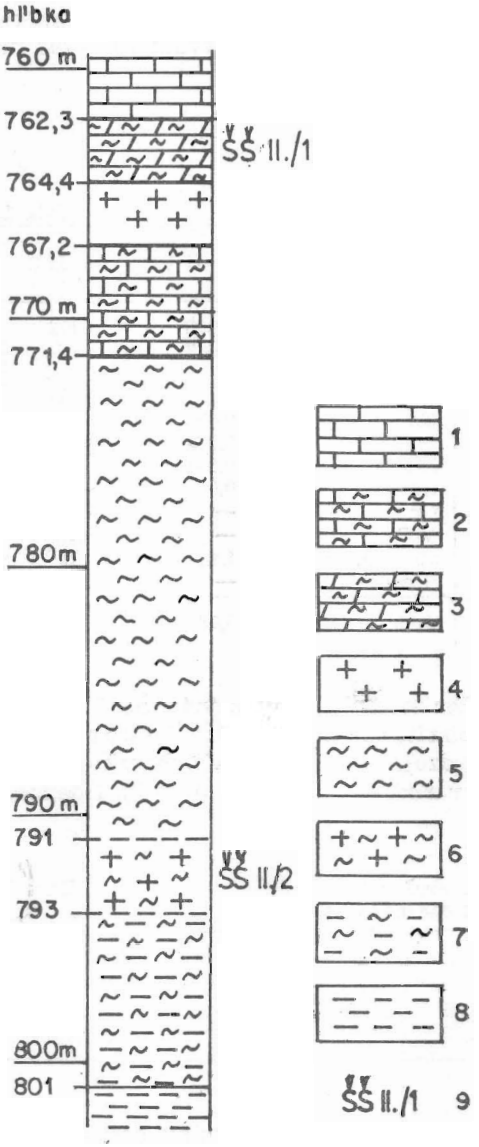
Podobné horniny sme zistili aj vo vrte St-2 pri kóte Stráža (697 m n. m.). Sú silne mylonitizované, ale vo výbrusoch možno vidieť útržky so serpentinizovaným olivínom, pyroxénom a biotitom. Z akcesórií je prítomný apatit. Zvyšok tvorí silne zmenený, pôvodne sklovitý matrix, pravdepodobne sklovitá varieta biotitického pikritu.

Paleočadiče. Sú tmavé sivozelené horniny, miestami s mandľovcovitou textúrou a predstavujú ďalší horninový typ zistený vo vrtoch St-1 a St-2. Podstatne sú zastúpené plagioklasy, menej olivín (pseudomorfózy chloritu) a pyroxén. Horniny postihla silná chloritizácia a prerážajú ich žilky pyritu, uhličitanov a kremeňa. Pretože vystupujú v dolomitoch a nad pikritmi, pokladáme ich za mladšiu fázu vulkanického procesu, ktorý vyprodukoval už spomenuté biotitické pikrity.

Teleso v krížňanskom príkrove

Pikrit. Vrt ŠŠ-II v hĺbke 764,4—767,2 m prevŕtal teleso jemnokryštalickej ultrabázickej horniny sklovitého charakteru s porfyrickými výrastlicami serpentinizovaného olivínu, pyroxénu I a biotitu. Leží v karbonátoch stredného triasu krížňanského príkrovu, a to v jeho spodnej šupine. Postavenie najlepšie vidieť vo výseku profilu vrtu (obr. 2).

Ultrabázická hornina leží v tektonicky silne exponovanej časti, preto sa pri vŕtaní získal len nízky výnos jadra. Z návrtu 764,3—767,4 m, dlhého 3,1 m, sa získalo len jadro dlhé 60 cm, čo je necelých 20 %. Pretože kontakt s vápencami bol úplne rozdrvený, materiál potrebný na štúdium vzájomného vzťahu ultrabázik s okolitými vápencami ani na opis parametrov telesa (mocnosť, úklon a pod.) sme nezískali. Mocnosť v mieste vrtu nepresahuje 2,8 m.



Obr. 2. Časť profilu vrtu ŠŠ-II
1 — sivé vápence s vložkami rozpukaných dolomitov, 2 — sivé silne rozdrvené vápence, 3 — tektonická brekcia z úlomkov dolomitov, vápencov a ílu, 4 — pikrit, 5 — tektonický íl s úlomkami vápencov a ílovcov, 6 — silne rozdrvený pikrit z tektonickej zóny, 7 — tektonický íl s úlomkami fialovohnedých bridlíc a pieskovcov, 8 — fialovohnedé bridlice, 9 — čísla chemických analýz, 1—3 — stredný trias, 5—7 — tektonická zóna, 8 — spodný trias

Fig. 2. Section of the SŠ-II borehole log. Explanations: 1 — gray limestone with interbedded brecciated dolomite, 2 — strongly brecciated limestone, 3 — tectonic breccia of dolomite, limestone and claystone fragments, 4 — picrite, 5 — tectonic clay with limestone and claystone fragments, 6 — strongly brecciated picrite in the tectonic zone, 7 — tectonic clay with fragments of violet-brownish shale and sandstone, 8 — violet-brownish shale, 9 — chemical analyse number (1—3 Middle Triassic, 5—7 tectonic zone, 8 — Lower Triassic).

Horninu sme podrobili mineralogickému, petrografickému a chemickému rozboru. Na jej skladbe sa zúčastňujú tieto minerály:

O l i v í n je úplne serpentinizovaný a pseudomorfózy po ňom, ktoré tvorí vláknitý chryzotil a antigorit, majú miestami slučkovú štruktúru. Hranice zŕn s okolnou horninou sú zastreté rudnými zrnami. Pyroxén I tvorí silne premenené stĺpce. Zachoval sa len ako relikt. Biotit tvorí porfyrické výrastlice, ale aj jemné šupinky, mierne odfarbené a chloritizované. P y r o x é n II tvorí malé stĺpčeky (1 : 3) s osemuholníkovými prierezmi s typickou štiepateľnosťou.

C h l o r i t vystupuje v celej hornine vo forme jemných šupiniek sferolitických a vejárovitých útvarov. A p a t i t tvorí dlhé stĺpce s predĺžením až 1 : 20 a zreteľnou odlučnosťou podľa *0001*. H e m a t i t tvorí šupinky roztrúsené v hornine vo forme zhlukov. M a g n e t i t je vo forme malých nepravidelných zŕn. Matrix je veľmi jemnozrnný, hnedej až hnedozelenej farby. Má porfyrickú štruktúru. V jemnozrnnom matrixe výrastlice tvoria olivín, pyroxén a biotit. Horninu prerážajú tenké žilky kalcitu a hematitu.

Na kompletnú chemickú analýzu sme odobrali dve vzorky, ŠŠ II/1 z intervalu 764,4—767,2 m z kusového jadra a vzorku ŠŠ II/2 z intervalu 791—793 m z tektonickej línie (obr. 2). Chemické zloženie je v tab. 1.

Chemická analýza pikritu
Chemical analyses of picrite samples

Tab. 1

	ŠŠ II/1	ŠŠ II/2		ŠŠ II/1	ŠŠ II/2
SiO_2	34,29	29,76	Cu	0,003	0,002
Al_2O_3	16,22	9,40	Zn	0,027	—
Fe_2O_3	3,63	3,21	Cd	st	—
CaO	9,07	10,90	Pb	st	0,009
MgO	11,10	13,87	Co	0,006	0,002
TiO_2	2,45	0,28	Ni	0,002	0,004
P_2O_5	0,67	0,08	Mo	0,001	—
MnO	0,10	0,03	Sb	0,05	—
K_2O	0,79	3,44	Cr	—	0,046
Na_2O	0,70	0,09	V_2O_5	—	0,015
SO_3	0,55	0,12	str. žíh.	14,42	24,87
FeO	6,08	2,31	S celk.	—	0,24
H_2O+	3,70	2,41			
H_2O-	1,06	0,83	Spolu:	100,06	99,13

Svojím minerálnym a chemickým zložením sa horniny z vrtu ŠŠ II podobajú už skôr opísanému biotitickému pikritu od Poník (D. Hovorka — M. Slavkay 1966). Podobnosť potvrdzujú blízke číselné charakteristiky Niggliho (tab. 2), graficky znázornené vo variačnom diagrame (obr. 3). Hodnoty

Niggliho číselné charakteristiky
Niggli's numerical charakteristic

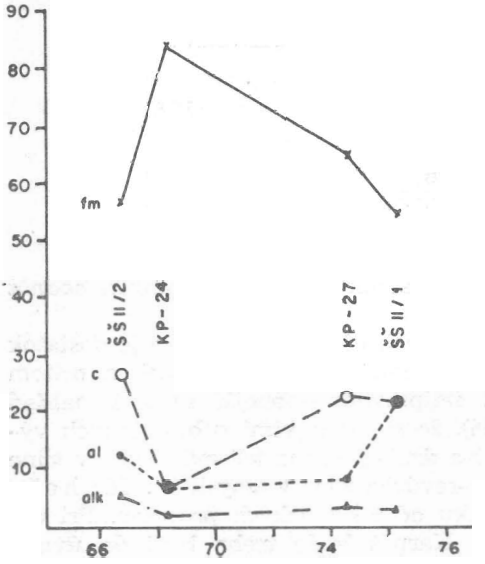
Tab. 2

	si	al	fm	c	alk	k	mg
ŠŠ II/1	76,21	21,21	54,55	21,61	2,63	0,42	0,68
ŠŠ II/2	66,64	12,39	56,35	26,15	5,11	0,96	0,83

Si vystupujú v rozmedzí 60—80, čo je pre ultrabázické horniny charakteristické. Podobný obraz ukazuje aj vzťah *k* ku *mg* (obr. 4).

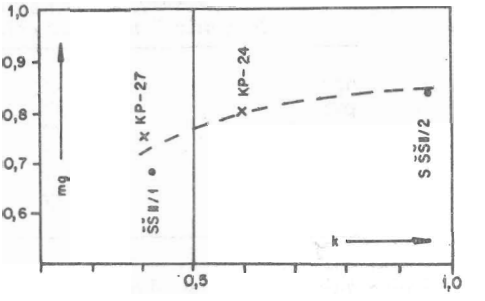
Projekčné body hodnôt vypočítaných podľa T. W. F. Bartha (tab. 3) padajú do trojuholníka *Fl, Ol, Px*, blízko k bodom biotitických pikritov od Poník (obr. 5), zodpovedajú slabo alkalickým ultrabázickým horninám a sú v súlade s ich pikritovou povahou.

Na porovnanie uvádzame aj percentuálne zastúpenie normatívnych minerálov vypočítané podľa systému CIPW (tab. 4). Anortit, nefelín, kalcit a kaolinit predstavujú pôvodne sklovitú fázu, ktorá je v hornine zastúpená 49,83 percentami.



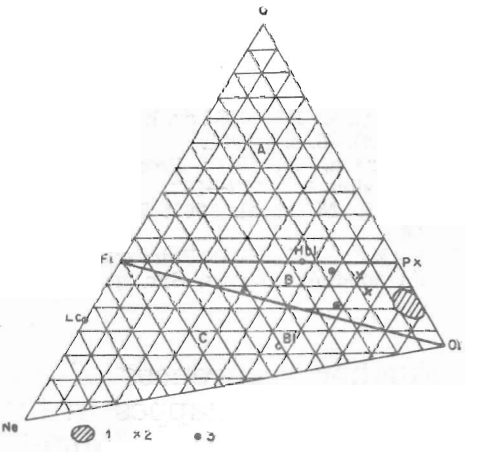
Obr. 3. Niggliho variačný diagram
KP-24, KP-27 — biotitický pikrit od Poník, ŠŠ II/1, ŠŠ II/2 — pikrit z vrtu ŠŠ-II

Fig. 3. Niggli's variation plot. KP-24, KP-27 — biotite picrite from Poniky village, SŠ-II/1, SŠ-II/2 — picrite from the SŠ-II borehole



Obr. 4. Niggliho *k-mg* diagram
KP-24, KP-27 — biotitický pikrit od Poník, ŠŠ II/1, ŠŠ II/2 — pikrit z vrtu ŠŠ-II

Fig. 4. Niggli's *k-mg* value plot. Explanations as in fig. 3.



Obr. 5. Barthov trojuholník
1 — serpentinit kohútskeho kryštalinika, 2 — pikrit od Poník, 3 — pikrit z vrtu ŠŠ-II

Fig. 5. Barth's triangle. 1 — serpentinite of the Kohút zone, 2 — picrite from Poniky village, 3 — picrite from the SŠ-II borehole

Hodnoty podľa T. W. F. Bartha
Barth's numerical charakteristics

Tab. 3

	Q	Px	Fl
ŠŠ II/1	— 4,30	74,32	29,98
ŠŠ II/2	— 19,78	89,42	30,36

Normatívne minerály podľa systému CIPW
"Normative" minerals calculated for the ŠŠ-II/1 sample Tab. 4

apatit	1,46	nefelín	3,25
pyrit	0,83	kalcit	10,67
ilmenit	4,65	kaolinit	24,85
magnetit	5,27	hyperstén	23,38
biotit	7,16	olivín	2,59
anortit	11,06	$CO_2 + H_2O$	4,90

Podľa minerálneho a chemického zloženia, štruktúry a vypočítaných hodnôt možno horninu pokladať za pikrit.

Na stanovenie relatívneho veku ultrabázických efuzív doteraz nie je dostatok údajov. Keďže všetky výskyty ležia v strednotriasových horninách a pritom v rozličných tektonických jednotkách, najpravdepodobnejší sa zdá náhľad (D. Hovorka — M. Slavkay 1966), že sú produktmi submarinných výlevov do sedimentačnej panvy v triase. Na druhej strane ich existencia v silne tektonicky exponovanej oblasti (zázrivsko-revúcka zóna v zmysle M. Maheľa et al. 1967) nevylučuje závislosť ich vzniku od tektonických procesov. Pri dešifrovaní geologickej stavby Západných Karpát bude treba brať do úvahy aj opísané výskyty ultrabázických hornín.

Doručené 26. 1. 1979
Odporučil D. Hovorka

LITERATÚRA

Hovorka, D. — Slavkay, M. 1966: Pikrit od Poník. Geol. práce. Spr. (Bratislava), 39, s. 41—51.
Hovorka, D. 1976: Predterciérne formácie bazitov Západných Karpát. Mineralia slov. 8, s. 113—132.
Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR II. Západné Karpaty. Praha, 496 s.
Slavkay, M. 1964: Petrografia vulkanických a niektorých sedimentárnych hornín spodného triasu. Spr. geol. výsk. v r. 1963/2 (Bratislava), s. 96—98.

Further occurences of ultrabasic effusives in the Choč and Krížna nappes in the vicinity of Banská Bystrica (Middle Slovakia)

MIROSLAV SLAVKAY

Ultrabasites were formerly unknown in Mesozoic sequences of Subtatric nappes of Western Carpathians (exept of rocks of the augitite-limburgite formation). The first finding of picrite represented the rock pierced by the PO-1 borehole and the second in the St-2 borehole, both near to Poniky village in the Banská Bystrica vicinity.

Another occurence of ultrabasic rock was drilled by the borehole ŠŠ-II localized 4 km northernly from Banská Bystrica (fig. 1). In all places, ultrabasic rock occurs in carbonate members of the Middle Triassic participating in the Poniky area on the Choč nappe whereas in the SŠ-II borehole carbonates belong to the Krížna nappe.

The rock pierced by the ŠŠ-II borehole is a porphyric variety. It manifests in black afanitic groundmass phenocrysts of serpentinized olivine and pyroxene or that of more fresh biotite. The ultrabasic body occured in depths between 764.4—767.2 m amidst grey limestone. Another occurence was found in a fault breccia between 791.0—793.0 m.

Mineral and chemical composition of the ultrabasite in ŠŠ-II borehole is similar to formerly described biotite picrite of the Poniky area (D. Hovorka — M. Slavkay 1966). The similarity is confirmed also by very near values of Niggli's characteristics (Tab. 2) plotted into the variation graph (fig. 3), *si* values are between 60—80 a feature characteristic for ultrabasic rocks. The relation between *k* and *mg* values is similar as well. Projection points of Barth's values (Tab. 3) fall inside of the Fl — Ol — Px triangle near to the projections of biotite picrite from Poniky (fig. 5). All rocks manifest a feebly alcaline character what is in accordance with their common picritic nature. The last occurence may be enlisted to this group as well.

Since all picrite occurences were found in carbonatic rocks of Middle Triasic age but in different tectonic units, they are most probably products of submarine effusions during the Triassic (D. Hovorka — M. Slavkay 1966). On the other hand, the site of occurences is in a tectonically strongly exposed area (the Zázrivá—Revúca zone according to M. Maheľ et al. 1967) what does not exclude a dependence of their origin on tectonic manifestations.

Preložil I. Varga

RECENZIA

N. F. Šinkarev: **Proischoždenije magmatičeskich formacii.** Leningrad, Izd. Nedra 1978. 304 s.

Profesor Nikolaj Filippovič Šinkarev, vedúci Katedry petrografie Geologickej fakulty Leningradskej univerzity, po diele Fiziko-chimičeskaja petrologija izveržennych porod z roku 1970 vydal aktuálnu monografiu o magmatických formáciách.

Formačná analýza, ktorú najmä v ZSSR rozpracovala škola Levinsa-Lessinga, Kuznecova, Afanasieva, Ustieva a Šurkina, priniesla nové pohľady na prirodzené asociácie magmatických hornín v širokom zmysle. Jej základy vyplynuli z potreby chápať eruptívne horniny vo vzájomnej priestorovej, časovej a genetickej súvislosti. Spájanie eruptív do väčších celkov bolo spontánnou odpoveďou na schematizmus, izolované a zároveň statické chápanie genézy horninových typov aj v rámci prirodzených celkov.

Na monografii je sympatické, že aj napriek tomu, že autor sám v minulosti experimenty v oblasti petrológie nerobil, využíva ich vždy v prípadoch, keď neprotirečia podmienkam v prírode. Autor pri riešení pôvodu magmatických komplexov vychádza z ich geotektonickej pozície, petrografického charakteru, pričom prakticky pri všetkých horninových typoch aplikuje aj údaje experimentálnych prác. V neposlednom rade na riešenie genézy magmatických formácií

využíva aj údaje geochemického a izotopického štúdia komplexov eruptív.

Monografia N. F. Šinkareva má 8 kapitol. Každá z nich je venovaná problematike formácií blízkej genézy.

Medzi magmatickými formáciami oceanického typu (1. kap.) sa samostatne uvádza lherzolitovo-harzmurgitová formácia a diferencovaný komplex oceanického typu v zložení súše. Toto označenie nie najvhodnejšie zodpovedá ofiolitovej formácii. Aj samotný príklad pre komplex daného typu — Trodos na Cypre — zvýrazňuje, že ide o ofiolitový komplex. Do prvej skupiny formácií autor zaradil aj formáciu tholeiitických bazaltov oceanických chrbtov, alkalických bazaltov vulkanických ostrovov i formáciu diferencovaných plutonitov. Podobne ako v ďalších kapitolách sa na základné horninové typy klasických oblastí uvádzajú príklady ich chemického zloženia. V kapitole o formáciách raného štádia vývoja geosynklinál (II) je charakteristika formácií alpinotypných hyperbazitov, spilitovo-keratofýrovej, bazaltovo-trachyandezitovej, gabrovo-plagiogranitovej a gabrovo-anortozitovej formácie. Pri zostavovaní náplne prvých dvoch kapitol knihy sa autor pravdepodobne dopustil čiastočných nepresností: ultrabazity, patriace prakticky do jednej, príp. do dvoch formácií, rozdelil do troch samostatných formácií, pričom pri definovaní ich horninovej náplne a tektonickej pozície použil dnes už čiastočne prekonané náhľady.

V ďalšej kapitole (III) autor analyzuje problémy formácií stredných (inverzných) štádií (vývoja geosynklinál — pozn. recenzenta). Samostatne charakterizoval vulkanické asociácie bazaltovo-andezitovo-ryolitového typu. Azda jedinou väčšou nepresnosťou tejto kapitoly je konštatovanie (s. 70) prítomnosti ultramafických uzavrenín v horninách bazaltovo-andezitovej série (uzavreniny sa vyskytujú v úplnej prevahe v alkalických sériách bazaltov — bazanitov resp. v kimberlitoch; len veľmi zriedkavo v tholeiitoch). V samostatnej podkapitole je aktuálna problematika genézy andezitových magiem. Do tejto skupiny formácií sa zaraďujú aj série plutonických hornín granitoidného charakteru. V IV. kapitole sú formácie neskorých etáp vývoja vrásových pohorí. V samostatných hlavách sa uvádzajú problémy formácie andezitov, vulkanitov kyslého zloženia, granitovo-syenitové a formácie bázických alkalických hornín.

Ďalej (V. kap.) sa spracúvajú magmatické formácie predkambrických zvrásnených oblastí, medzi ktorými sú vyčlenené čarnokitovo-granulitové komplexy migmatitových granitov a anortozity. Medzi magmatickými formáciami platforiem (VI) sú opísané formácie trapov i kimberlitov. Rozsahom i problematikou rozsiahla je kapitola VII. o formáciách zón aktivizácie. Autor recenzovanej publikácie sem zaradil asociácie rozličných ultrabázicko-alkalických hornín a karbonatitov, komplexy alkalických granitov, zvrstvené bázické intrúzie a i. V poslednej kapitole (VIII) o formáciách predkambrických aktivizácií sú rozpracované genetické problémy gabier — anortozitov — granitov rapakivi, ako aj problémy alkalických bázických komplexov, ktoré vznikli v obdobiach aktivizácie.

Záver knihy s podtitulom Procesy kryštalizácie magiem a ich hlavné tendencie a Procesy vzniku magmy predstavuje logické zhrnutie problematiky monografie. Záverom možno dielo N. F. Šinkareva odporučiť všetkým geológom bádajúcim telesá eruptív v teréne, ale aj petrografom, mineralógom a geochemikom prichádzajúcim do styku len s malými časťami plutónov vo forme výbrusov alebo vzoriek na analýzu. Iste v nej nájdu námety pre vlastnú prácu. Súčasne treba vyjadriť želanie, aby sa recenzovaná monografia dostala aj do predajní zahraničnej literatúry u nás.

Dušan Hovorka

Mineralia slovaca, **11** (1979), 3, *247—254*, Bratislava

SPRÁVY

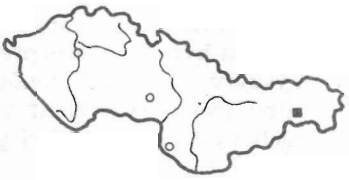
α-tridymitový opál z kôry zvetrávania ultrabázického telesa pri Hodkovciach

(9 obr. a 2 tab. v texte)

J. SPIŠIAK — D. HOVORKA*

Альфа-тридимитовый опал коры выветривания ультраосновного тела при Годковцах (Восточная Словакия)

На ультраосновном теле в югозападной части кошицкой впадины местами сохранились продукты гипергенных перемен. Между ними находятся и различные модификации $SiO_2 . nH_2O$. Изучением дифракционных измерений были между ними определены и альфа-тридимиты. Содержание воды (H_2O^+) влияет на густотность изучаемых опалов. Хотя окрасочный эффект NI, Cr и Co в опалах был установлен, но благодаря высокому содержанию железа этот окрасочный эффект теряется.



α-tridymite opal from the crust of weathering on the ultrabasic body near Hodkovce (East Slovakia)

On the ultrabasic body in the southwestern part of the Košice basin products of weathering processes are locally preserved. Among them various $SiO_2 . nH_2O$ modifications are present. On the basis of X-ray study α-tridymite phases have been identified. The amount of water (H_2O^+) influences the density of the studied opals. Even the colouring effect of Ni, Cr, Co in $SiO_2 . nH_2O$ is detectable, higher amount of Fe mostly camuflages it.

Ultrabázické teleso v juhozápadnej časti Košickej kotliny je doteraz najväčším známym telesom ultrabázických hornín v Západných Karpatoch. Jeho prevažnú časť zakrývajú sedimenty košickej štrkovej formácie (pliocén) a na

* RNDr. Ján Spišiak, Katedra geochémie PFUK, Paulínyho 1, 801 00 Bratislava,

doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., Geologický ústav PFUK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

povrch vystupuje len vo svojej severnej časti južne od Hodkoviec. Na základe doteraz zverejnených prác si možno urobiť predstavu o jeho veľkosti, čiastočne aj o pozícii (J. Zlocha 1973), horninovej náplni (D. Hovorka — I. Rojkovič 1974, D. Hovorka — L. Snopko — J. Zlocha 1977), prípadne aj o charaktere rudných minerálov (J. Hurný — J. Krištín — J. Zlocha 1978) či obsahu niektorých prvkov v stopových koncentráciách (D. Hovorka 1978). V prácach J. Zlochu (1973) a D. Hovorku — I. Rojkoviča (1974) je aj základná charakteristika produktov hypergénnej premeny telesa.

Na zložení telesa (sústavy telies) sa zúčastňuje niekoľko typov ultrabázických hornín peridotitovej skupiny (D. Hovorka — I. Rojkovič 1974). Stupeň ich serpentinizácie (v častiach telesa zastihnutých vrtmi) je vysoký. Hypergénne procesy, ktorých produktom je aj kremitá hmota, prebehli pravdepodobne v paleogéne až miocéne. Transgresia v pliocéne a s ňou spätá sedimentácia čiastočne prekryli, a tým aj zachovali produkty zvetrávania telesa.

D. Hovorka — I. Rojkovič (1974) vyčlenili vo vertikálnom smere 5 zón. Ich súvislé profily boli technickými prácami (J. Zlocha — I. Tomko — J. Valko 1975) zastihnuté len zriedkavo. Sú to:

a) okrová zóna,
b) zóna rozložených (silicifikovaných) ultrabazitov,
c) zóna vylúhovaných ultrabazitov,
d) zóna dezintegrovaných ultrabazitov,
e) zóna hypergénne nepremenených ultrabazitov.

Výskyty kremitých hmôt sa priestorovo viažu na zónu rozložených ultrabazitov (zóna *b)* a zónu vylúhovaných ultrabazitov (zóna *c)*. Opál v týchto zónach vystupuje v úzkej paragenéze s chalcedónom. Obidva minerály vystupujú:

1. ako tenké žilky opálu (0,5—5 mm) v horninách zón *b* a *c;*
2. ako opálovo-chalcedónové žilky v karbonátoch, pričom sa opál koncentruje na okrajoch žiliek;
3. ako výplň dutín v karbonatickej hmote žíl a hniezd; opál v tomto prípade, na rozdiel od chalcedónu, býva sfarbený rozlične;
4. úlomky opálovo-chalcedónových žiliek spolu s úlomkami ultrabazitov sú prítomné v dolomite hypergénneho pôvodu; opál tohto typu má žltozelené sfarbenie.

Ďalej uvádzame výsledky laboratórneho štúdia opálov z kanálovej ryhy a šachtíc asi 1,5 km na JJV od Hodkoviec vyhĺbených v priebehu riešenia projektu Hodkovce — Ni-rudy (zodpovedný riešiteľ J. Zlocha). Na laboratórne spracovanie sme použili súbor makroskopicky farebne odlišných opálov, pričom sme prihliadali na formu ich vystupovania (možnosť separácie farebne homogénnych typov).

Opis študovaných vzoriek

Opl-1: žilka hnedočierneho opálu v mocnosti 4—10 mm v hypergénne premenenom ultrabázite (elektrónová mikroskopia, röntgenovo-štruktúrna analýza)

Opl-2: mliečnobiely opál tvoriaci nepravidelné hniezda v hypergénne premenených ultrabazitoch (zóna *b;* elektrónová mikroskopia, spektrálna analýza, röntgenovo-štruktúrna analýza)

Opl-3: tmavohnedý opál tvoriaci 5—10 mm žilky v hypergénne premenenom ultrabáziku (zóna *b;* elektrónová mikroskopia, röntgenovo-štruktúrna analýza)

Opl-12: tmavohnedozelený opál tvoriaci nepravidelné hniezda v hypergénne premenených ultrabazitoch (zóna *b;* spektrálna analýza, röntgenovo-štruktúrna analýza, termická analýza, hustota)

Opl-14: hnedožltý opál prenikaný tmavšími (do 4 mm) žilkami kremitých hmôt (spektrálna analýza)

Opl-18: zelenožltý kusový opál tvoriaci nepravidelné hniezda v hypergénne premenených ultrabazitoch (zóna *b;* spektrálna analýza, termická analýza, hustota)

Opl-21: žltozelený opál voskového lesku; tvorí 3—5 cm žilky v hypergénne premenených ultrabazitoch (zóna *b;* spektrálna analýza, röntgenovo-štruktúrna analýza, hustota)

Opl-26: pestrofarebný škvrnitý typ opálu (elektrónová mikroskopia, spektrálna analýza, termická analýza, hustota)

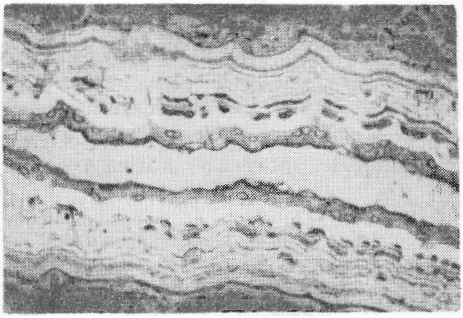
Opl-27: tmavohnedozelený opál s drobnými šupinkami mastenca; tvorí nepravidelné hniezda a žilky v hypergénne premenených ultrabazitoch (zóna *b;* spektrálna analýza, termická analýza)

Opl-31: žilka žltobieleho opálu v mocnosti 0,5—2 cm v hypergénne premenených ultrabazitoch (zóna *c;* spektrálna analýza)

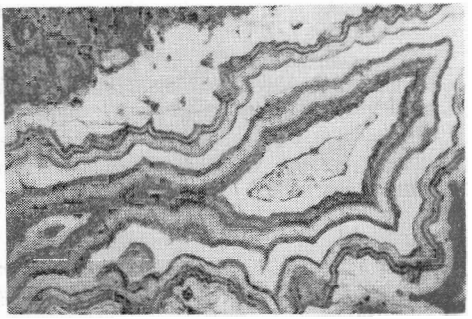
Opl-36: sivý opál tvoriaci nepravidelné hniezda v hypergénne premenených ultrabazitoch (spektrálna analýza, termická analýza, hustota)

Opl-38: sivožltý opál s dendritmi Mn-hydrátov (zóna *c;* spektrálna analýza)

Opl-40: sivozelenožltý opál tvoriaci nepravidelné hniezda v hypergénne premenených ultrabazitoch (zóna *b;* spektrálna analýza)



Obr. 1. Zonálna stavba žilky kremitých hmôt v hypergénne premenenom serpentinite. Zväčš. 60×, // polaroidy. Foto I. Rojkovič



Obr. 2. Zonálna výplň dutiny v hypergénne premenenom serpentinite. Výplň tvoria kremité hmoty (opál, chalcedón, kremeň). Zväčš. 35×, // polaroidy. Foto I. Rojkovič

Fig. 1. Zonal opal-chalcedony veinlet in hypergenously altered serpentinite. Magn. 60, parallel nicols, photo by Dr. I. Rojkovič

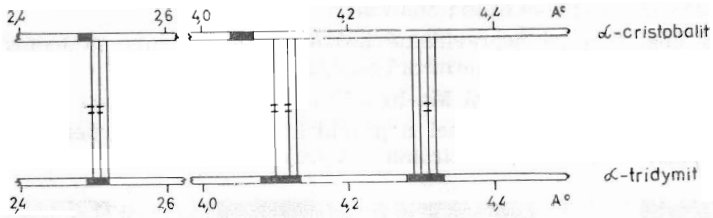
Fig. 2. Quartz-opal-chalcedony veinlet in hypergenously altered serpentinite. Magn. 35, parallel nicols, photo by Dr. I. Rojkovič

Pri 5 vzorkách opálov sme zhodnotili difrakčné záznamy. Pretože aplikáciou bežného spôsobu röntgenovo-štruktúrnej analýzy (posun goniometra 2°/min) boli difrakčné línie v intervale 0,40—0,43 nm nezreteľné, pri opakovanom snímkovaní sme zvolili posun 0,5°/min.

Študované opály z lokality Hodkovce možno na základe hodnotenia difrakčných záznamov (obr. 3) v zmysle klasifikácie V. S. Veselovského (1936, in R. S. Seral 1976) a na základe metodiky prepočtu medzirovinových vzdialeností L. I. Mirkina (1961) zaradiť do skupiny α-tridymitových opálov. Kvantitatívne zastúpenie α-tridymitovej fázy v študovaných opáloch pre neprepracovanosť metodiky neuvádzame.

Štúdium vzájomných korelačných vzťahov medzi hustotou a obsahom vody (H_2O^+) sa dokázala lineárna závislosť medzi týmito veličinami (tab. 1). Výsledky sú v súlade s údajmi v literatúre (J. Kokta 1930 in J. Kokta 1954).

Hustota študovaných vzoriek sa stanovila suspenzačne za pomoci Mohrových—Westphalových váh a pyknometricky. Hodnoty uvedené v tab. 1 predstavujú priemernú hodnotu 2—3 meraní. Obsah vody sa stanovil zvážením a žíhaním vzoriek počas 1 hodiny a opätovným zvážením. Pritom sa v priebehu žíhania farebné odtiene vzoriek zreteľne zmenili (tab. 1).



Obr. 3. Medzirovinové vzdialenosti (d) 5 vzoriek kremitých hmôt z Hodkoviec. V prípade koincidencie čiar 2 vzoriek sú znázornené krátkymi vodorovnými úsečkami. Plne je vyznačený rozptyl hodnôt *d*, charakteristický pre α-tridymit.

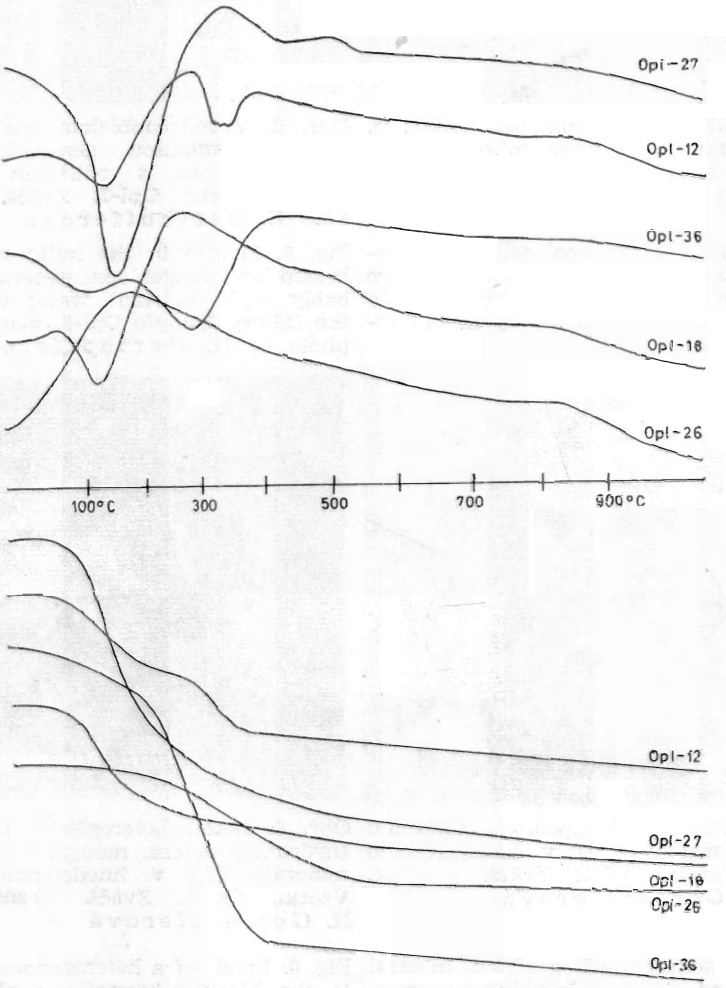
Fig. 3. Interplanar distances (d) of 5 samples of siliceous materials from Hodkovce locality. In cases when lines of two samples coincide, these are plotted by short horizontal vectors.

Obsah vody, hustota a zmena farieb opálov žíhaním Tab. 1
Water content, density and colour changes of opals during heating

Vzorka	Obsah vody	Hustota	Obsah Fe (ppm)	Farba pred žíhaním	Farba po žíhaní
Opl-36	4,83 %	2,165	1 000	sivožltá	červenohnedá
Opl-18	6,94 %	2,020	10 000	zelenožltá	škoricová
Opl-21	7,72 %	2,026	2 000	žltozelená	svetloškoricová
Opl-26	8,03 %	2,010	400	svetložltozelená	svetloškoricová
Opl-12	10,16 %	2,004	8 000	tmavohnedozelená	hnedočervená

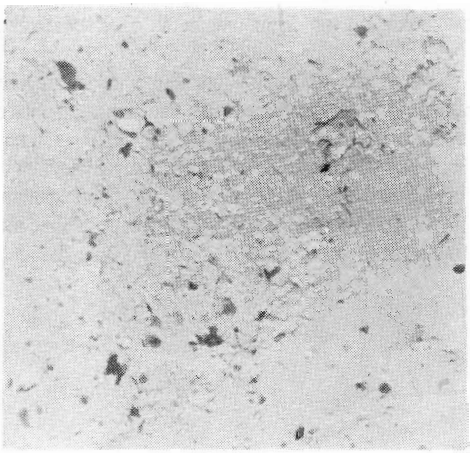
Krivky DTA a TG skúmaných opálov sa od seba čiastočne odlišujú (obr. 4). Spôsobuje to rozličná pevnosť väzieb vody v opáloch (J. Konta 1952). Táto závislosť nie je ešte jednoznačne objasnená. Podľa niektorých autorov (J. Kontu, l. c.) pevnosť väzby vody v opáloch závisí od vnútorného priemeru a počtu kapilár (absorbovaná a kapilárna voda).

Závislosť zafarbenia opálov od obsahu inklúzií sa študovala v elektrónovom mikroskope (H. Gerthofferová, Geol. ústav PFUK) na 7 vzorkách. Z výsledkov vyplýva tesná závislosť medzi zafarbením opálov a obsahom uzavrenín. V prvom prípade (Opl-2) boli na štúdium vybraté miesta s pozorovateľnými defektmi v štruktúre, resp. s uzavreninami (obr. 5, 6). Ako uzavreniny v opáloch vystupujú najmä hydroxidy Mn a Fe, ílové minerály a i. (obr. 7, 8). V druhom prípade boli vybraté miesta s priemerným zastúpením uzavrenín. Ich počet a veľkosť na plošnú jednotku boli výrazne vyššie ako v prvom prípade. Priemerná veľkosť uzavrenín v opáloch bola 1 μm, pričom sa zistili aj inklúzie veľké 4 μm.



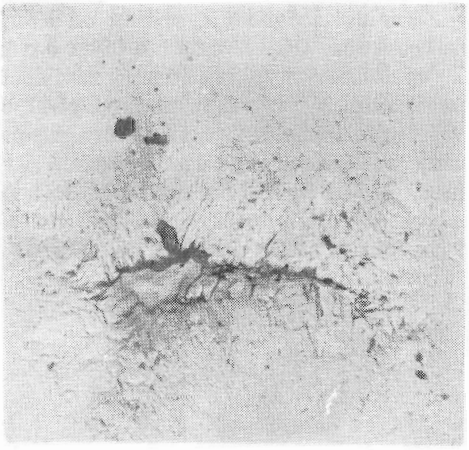
Obr. 4. Krivky DTA a TG študovaných opálov

Fig. 4. DTA and TG curves of investigated opal samples.



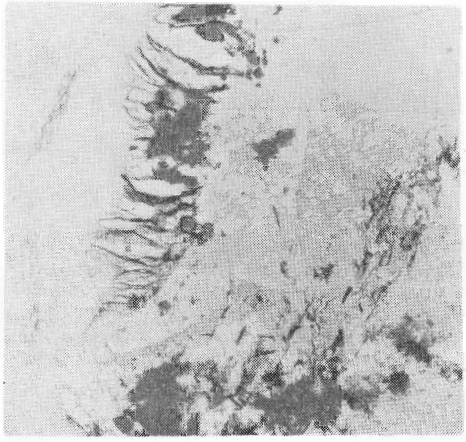
Obr. 5. Mliečnobiely opál bez uzavrenín. Na obrázku sú 2 typy mliečnobieleho opálu. Vzorka Opl-2. Zväčš. 12 000×. Foto H. Gerthofferová

Fig. 5. Milky-white opal without inclusions. Two varieties of this opal are documented on the picture. Sample Opl-2, magn. 1200×, photo by H. Gerthofferová



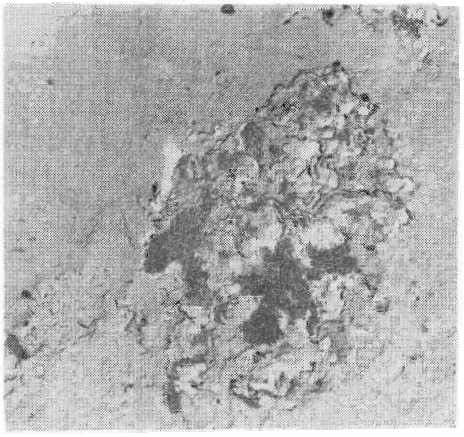
Obr. 6. V mliečnobielom opáli puklina vyhojená mladšou generáciou opálu (pravdepodobne s odlišným obsahom vody). Vzorka Opl-2. Zväčš. 12 000×. Foto H. Gerthofferová

Fig. 6. Fissure in the milky-white opal healed by younger opal generation (probably with different water content of the latter). Sample Opl-2, magn. 1200×, photo by H. Gerthofferová



Obr. 7. Uzavrenina lupenitého minerálu (chlorit, mastenec ?) v hnedočiernom opáli. Vzorka Opl-1. Zväčš. 12 000×. Foto H. Gerthofferová

Fig. 7. Inclusion of a flaky mineral (chlorite or steatite?) in a blackish-brownish opal. Sample Opl-1, magn. 12 000×, photo by H. Gerthofferová



Obr. 8. Detail heterogénnej uzavreniny (hydroxidy železa, mangánu (?) a ílové minerály (?)) v hnedočiernom opáli. Vzorka Opl-1. Zväčš. 12 000×. Foto H. Gerthofferová

Fig. 8. Detail of a heterogenous inclusion in the blackish-brownish opal (iron or magnanese hydroxide? and clay minerals?). Sample Opl-1, magn. 12 000×, photo by H. Gerthofferová

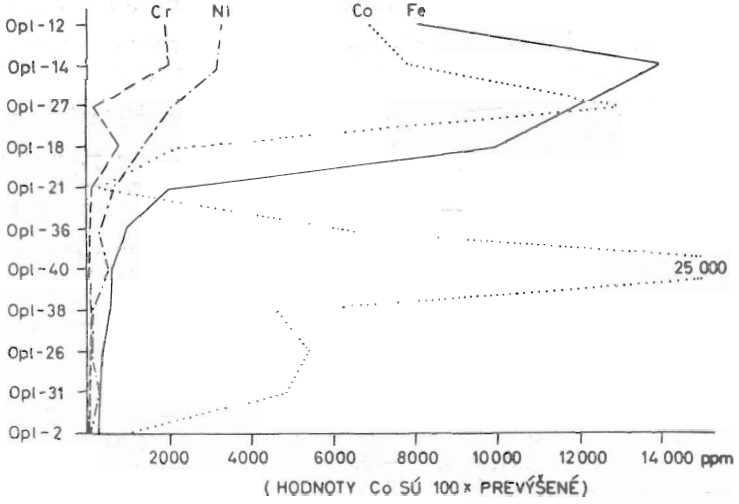
Študovali sme aj farbu opálov v závislosti od obsahu farbiacich prvkov (chromoforov). Výsledky stanovenia obsahov niektorých stopových prvkov sú v tab. 2. Obsah jednotlivých prvkov je aj v grafe (obr. 9). Z porovnania obsahu stanovených prvkov s farbou opálov vyplynuli nasledujúce zistenia:

a) Najvýraznejší vplyv na farbu opálov má obsah železa prítomného vo forme heterogénnych prímesí (obr. 8). Spektrochemické stanovenie obsahu železa (a ďalších katiónov) neumožňuje v analyzovaných vzorkách odlíšiť pomer $Fe^{+2} : Fe^{+3}$. Ich variabilný pomer (s predpokladanou celkovou prevahou $Fe^{+3} > Fe^{+2}$) vyplýva zo zmeny farieb opálov (oxidácia) pri žíhaní vzoriek (tab. 1). Zvýšený obsah železa sa prejavuje hnedým, resp. žltohnedým sfarbením. Z práce V. G. Belakireva et al. (1977) vyplynulo, že farbiacou

Obsah niektorých stopových prvkov v opáloch (ppm)
Contents of some trace elements in opals in p. p. m.

Tab. 2

Vzorka	Ni	Co	Cr	Fe
Opl-2	44	10	41	300
Opl-31	309	49	81	300
Opl-26	129	54	5	400
Opl-38	159	47	12	600
Opl-40	575	237	26	600
Opl-36	350	66	100	1 000
Opl-21	680	3	148	2 000
Opl-12	3300	69	1910	8 000
Opl-18	1370	22	830	10 000
Opl-27	2090	129	257	12 000
Opl-14	3200	78	2000	14 000



Obr. 9. Obsah Cr, Ni, Co a Fe v študovaných opáloch

Fig. 9. Contents of chromium, nickel, cobalt and iron in investigated opal samples

zložkou opálu sú koloidné subdisperzné častice hydroxidov kovov obklopujúce mikrokryštály tridymitu.

b) Vplyv Ni a Cr na zafarbenie opálov je veľmi slabý, čo je však odrazom dominantného postavenia Fe. Zvýšené koncentrácie Ni a Cr sa prejavujú odtieňmi žltozelenej až zelenej farby. Vplyv Ni na zafarbenie opálu (zelená farba) analogickej genézy zistil napr. J. Drzymala et al. (1977) v oblasti Szklary v poľských Sudetách.

c) Chromoformné vlastnosti kobaltu vo vzorkách, ktoré sme skúmali, tienil účinok katiónov so silnejšími farbiacimi vlastnosťami.

Výsledky bádania zhŕňame takto:

1. Podstatný vplyv na intenzitu a farebný odtieň opálu má obsah vody.

2. Na základe kvantitatívneho stanovenia obsahu niektorých prvkov v stopových koncentráciách a štúdia opálu pod elektrónovým mikroskopom sme zistili, že najvýraznejší vplyv na farbu opálu má železo vo forme koloidných subdisperzných častíc. Vplyv Cr, Ni, Co je výrazne potláčaný dominantným postavením železa.

3. Kryštalická modifikácia $SiO_2 . nH_2O$ v študovaných opáloch zodpovedá nízkoteplotnému α-tridymitu (4,29—4,33; 4,08—4,13; 2,49—2,52 Å) s neusporiadanou štruktúrou. Zistená prítomnosť α-tridymitu v opáloch hypergénneho pôvodu na ultrabázickom telese pri Hodkovciach zodpovedá výsledkom napr. J. Drzymala et al. (1973). Zároveň odporúčame používať klasifikáciu opálov podľa R. S. Serala (1976), t. j. na detailné odlišovanie používať termíny: tridymitový opál — cristobalitový opál — tridymitovo-cristobalitový opál.

Doručené 10. 2. 1979
Odporučil M. Koděra

LITERATÚRA

Belakirev, V. G. — Cinober, L. I. — Aerov, G. D. 1977: Elektronno-mikroskopičeskoje issledovanije kristobalittridimitovych opalov. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 233, 4, s. 672—674.

Drzymala, J. — Serkies, J. 1973: On the lechoses Opals and Chrasoprases in the Weathering Zone of Serpentinites from Szklary (Lower Silezia). Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. Terre, 20, 2, p. 111—117.

Hovorka, D. 1978: Geochemistry of the West Carpathian alpinetype ultramafic rocks. Náuka o Zemi, 9, 148 s.

Hovorka, D. — Rojkovič, I. 1974: Ultrabázické teleso pri Hodkovciach (východné Slovensko). Acta geol. geogr. Univ. Comen, Geol., 28, s. 5—74.

Hovorka, D. — Snopko, L. — Zlocha, J. 1977: Gabropegmatit z ultrabázického telesa pri Komárovciach. Mineralia slov., 9, s. 11—20.

Hurný, J. — Krištín, J. — Zlocha, J. 1978: Charakteristika chrómspinelidov a pentlanditu z ultrabázického telesa pri Hodkovciach. Mineralia slov., 10, s. 23—34.

Kokta, J. 1954: Mineralogie II, systematická. Ostrava, Vys. škola báňská.

Konta, J. 1952: Voda v nerostech. Sbor. Ústř. úst. geol., 19, s. 137—147.

Mirkin, L. I. 1961: Spravočnik po rentgenostrukturnomu analizu polikristalov. Moskva.

Seral, S. R. 1976: O sostave opalov i opalovogo kremnezema nekotorych porod Kazachstana. Izv. Akad. Nauk Kaz. SSR, Ser. geol., 6, s. 59—64.

Veselovskij, V. S. 1936: O strukturach vyššich poriadkov kremnevych dispersoidov. Žurnal fyzič. chimiji, 7, 6, s. 68—95.

Zlocha, J. 1973: Niklonosné produkty zvetrávania na ultrabázickom telese pri Hodkovciach na východnom Slovensku. Mineralia slov., 5, 3, s. 247—255.

Zlocha, J. — Tomko, I. — Valko, J. 1975: Hodkovce — Ni-rudy. [Záverečná správa a výpočet zásob.] Manuskript — Geofond Bratislava.

Mineralia slovaca, **11** (1979), 3, *255—260*, Bratislava

SPRÁVY

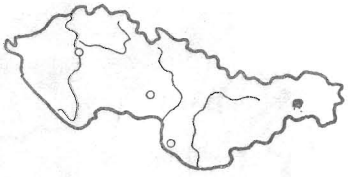
Violarit zo žily Mäsiarka pri Gelnickej Hute (Spišsko-gemerské rudohorie)

(4 obr. a 3 tab. v texte)

MILAN HÁBER*

Виоларит в жиле „Мэсярка" при Гелницкой Гуте (Спишско-Гемерске-Рудогорие)

В работе приведена идентификация виоларита, который возник в результате гидротермальных процессов оруденения при образовании жилы „Мэсярка" при Гелницкой Гуте. Кристаллохимический образец виоларита (Ni 1.3 Fe 1.43) 2.74 S_4 константа решётки 9.458 ± 0,003 нм, отражение $R_{470нм}$ = = 38.3 %, $R_{546нм}$ = 42.3 %, $R_{650нм}$ = 48,2 % и микротвёрдость YHN_{100} = 3208—3958 МРа (325—401 кр. мм$^{-2}$) всё это подтверждает оптическую идентификацию виолариту.



Violarite from the Mäsiarka vein near Gelnická Huta settlement, Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

Violarite has been ascertained to occur in microscopic grains on the Mäsiarka hydrothermal vein near the Gelnická Huta settlement. Optical properties are typical ones for the violarite (greyish-white colour with violet tint, reflectivity near to the one of the pyrrhotite and optical anisotropy). Ascertained parametric data (lattice constant 9.458 ± 0.003 nm; reflectivity R_{470nm} = 38.3 p. c., R_{546nm} = 42.3 p. c., R_{589nm} = 44.1 p. c. and R_{650nm} = 48.2 p. c.; microhardness VHN_{100} between 3,208 ,and 3,958 MPa) unanimuously point to its optical identification. The electron microprobe analysis ascertained 27.5 p. c. of iron, 26.4 p. c. of nickel, 0.1 p. c. of cobalt and 44.1 p. c. of sulphur content in the mineral. Accordingly, the crystallochemical formula of the violarite is $(Fe_{1.43}\ Ni_{1.31})_{2.74}S_4$. The violarite occurs together with gersdorffite, chalcopyrite, pyrite-marcasite in a quartz — carbonate gangue. It is the first identification of violarite in the area.

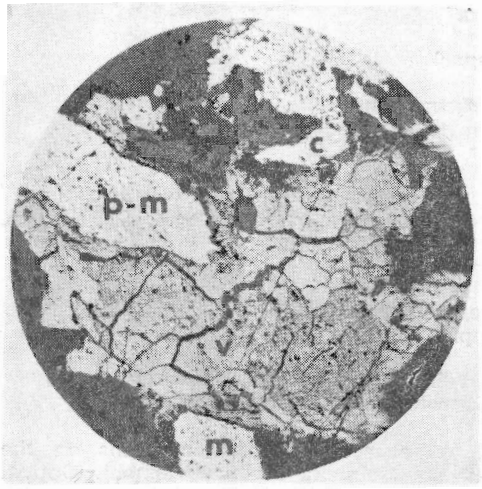
Pri štúdiu rudného materiálu zo žily Mäsiarka pri Gelnickej Hute v Spišsko-gemerskom rudohorí sa v mladších žilkách vyplnených kremeňom, Fe-dolomitom, chalkopyritom, pyritom, markazitom a pyrotínom našiel aj minerál

* RNDr. Milan Háber, CSc., Katedra nerastných surovín PF UK, Žiškova 3, 801 00 Bratislava.

s podobnými optickými vlastnosťami, ako majú minerály skupiny linneitu. Žilôčky pretínajú staršiu sideritovo-gersdorffitovú mineralizáciu (M. Háber 1971). Chemicky a röntgenometricky sa minerál identifikoval ako violarit.

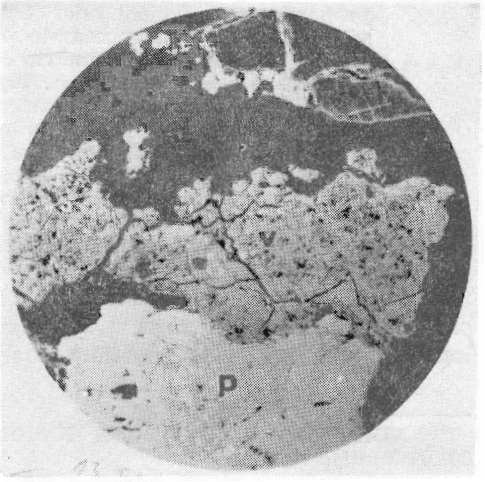
Vyskytuje sa len v mikroskopických zrniečkach nepravidelného tvaru, vo väčšine prípadov pretiahnutého v smere žilky kremeňa s Fe-dolomitom a chalkopyritom (obr. 1) vo veľkosti do 0,8 mm. Často vytvára agregát kolomorfného charakteru, pričom na okraji agregátu zŕn badať náznaky vzniku kryštálikov oktaedrického habitu (obr. 2). Leptaním sa zvýraznila „chuchvalcovitá" stavba agregátu a okrajová zóna pokročilejšej rekryštalizácie.

V odrazenom svetle v nábrusoch má violarit sivobielu farbu s výrazným fialovým odtieňom. Odraznosť je blízka odraznosti pyrotínu. Jej absolútne hodnoty pre jednotlivé vlnové dĺžky sa merali na prístroji fy Leitz Mikroscop-Photometer MPV monochromatickým filtrom Veril S-200 pomocou štandardu silicon (NPL. N. 2539.40). Merala sa na piatich zrnách violaritu (tab. 1). Zo stredných hodnôt odraznosti sa na obr. 3 uvádza spektrálna disperzná krivka odraznosti, ktorá má podobne ako všetky „farebné minerály" (napr. nikelín, pyrotín, pentlandit, bornit



Obr. 1. Violarit *(v)* s chalkopyritom *(c)* a pyritom *(p)* v dolomitovej žilke prenikajú cez kataklázovaný gersdorffit. Nábrus leptaný HNO_3 (1 : 1). Gelnická Huta, zväčšenie 136×. Foto L. Osvald

Fig. 1. Violarite *(v)*, chalcopyrite *(c)* and pyrite *(p)* in a quartz veinlet piercing cataclased gesdorffite. Polished specimen, etched by diluted nitric acid (1 : 1). Gelnická Huta locality, magn. 136. Photo by L. Osvald



Obr. 2. Kolomorfný violarit s chalkopyritom *(ch)* a pyritovo-markazitovým agregátom *(p-m)* v kremeňovo-karbonátovej žilovine. Na okraji kolomorfného agregátu violaritu možno pozorovať vznik idiomorfného oktaedrického obmedzenia. Gelnická Huta, žila Mäsiarka, nábrus, zv. 136×. Foto Osvald

Fig. 2. Colomorphous violarite with chalcopyrite *(ch)* and pyrite — marcasite aggregate *(p-m)* in quartz — carbonate gangue. Beginning automorphous octahedric shape may be observed on the border of colomorphous violarite aggregate. Gelnická Huta locality, Mäsiarka vein, polished specimen, magn. 136. Photo by L. Osvald

Odraznosť violaritu (R v %)

Tab. 1

Vlnová dĺžka	R_{min}	R_{max}	R_{str}
470 n. m.	37,8	38,6	38,3
546	41,7	43,2	42,3
589	43,7	44,6	44,1
650	47,4	48,7	48,2

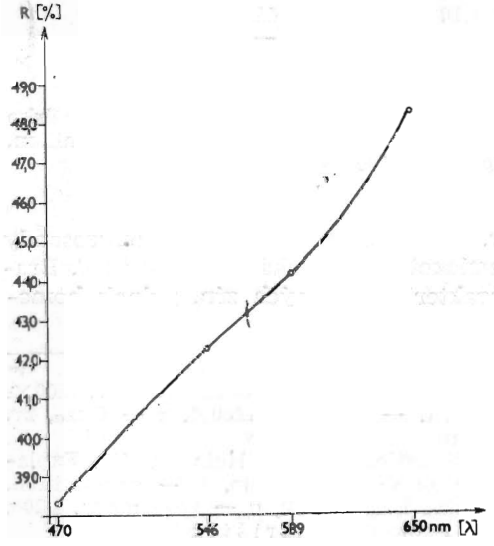
a i.) progresívne stúpajúcu tendenciu so zväčšujúcou sa vlnovou dĺžkou (L. N. V j a ľ s o v 1973).

Skúmaný minerál je izotropný. V chuchvalcovitom agregáte sú zrniečka slabo anizotropné. Podobnú vlastnosť violaritu uvádza F. V. Č u c h r o v et al. (1960) a vysvetľujú ju rozličnou optickou orientáciou jeho zŕn v agregáte.

Z fyzikálnych vlastností sa zisťovala tvrdosť violaritu. Na piatich zrnách sa VHN, meraná na prístroji PMT-3 100 p závažím a pri 10 s expozícii, pohybuje od 3208 MPa (325 kp . mm^{-2}) do 3958 MPa (401 kp . mm^{-2}) a stredná jej hodnota dosahuje hodnotu 3504 MPa (355 kp . mm^{-2}). V literatúre F. M. N a k h l a (1956) uvádza hodnotu 167 . 5 kp . mm^{-2}, S. I. L e b e d e v a (1963) 458 kp . mm^{-2}, B. B. Y o u n g — A. P. M i l l m a n (1964) 241—373 kp . mm^{-2} a E. A. J. B u r k e (1966—1967) hodnoty 306—327 kp . mm^{-2}.

Pri leptaní štandardnými činidlami nepatrne reagovala len HNO_3 (1 : 1), pričom sa zvýraznila chuchvalcovitá stavba agregátu zŕn violaritu.

Röntgenometricky sa Debye-Scherrerovou metódou analyzovalo niekoľko zrniečok violaritu vyseparovaných pomocou diamantovej mikrovrtačky. Porovnaním hodnôt difrakčných línií a ich intenzít možno zistiť, že analyzované zrniečka sú zmesou violaritu a sideritu (?), pričom absolútnu prevahu v zmesi má violarit, ktorý preukazuje veľmi dobrú zhodu v hodnotách hlavných i vedľajších difrakčných línií. Podmienky analýzy: Komôrka Philips s priemerom 114 mm, antikatóda Cu, filter Ni, clona 1 mm, napätie 40 kV, intenzita 24 mA, expozícia 5,5 hod.



Obr. 3. Spektrálna krivka odraznosti violaritu z Gelnickej Huty

Fig. 3. Spectral curve of violarite reflectivity values. Gelnická Huta locality

Vypočítaná mriežková konštanta a_0 skúmaného violaritu (9,458 ± 0,003 . 10^{-10} m) je v dobrej zhode s údajom Harcourta (in V. I. Michejev 1957) — 9,484 . 10^{-10} m, hoci bližšiu hodnotu a_0 má iný minerál zo skupiny linneitu — carrollitu (9,458 . 10^{-10} m).

Laserovou spektrálnou mikroanalýzou sa v podstatnom množstve zistilo železo a nikel, v podradnom množstve horčík a v stopových množstvách As, Co, Sb, Cu, S a Al. Už na základe podstatného množstva Ni a Fe možno predpokladať prítomnosť violaritu.

Kvantitatívnu elektrónovú mikroanalýzu violaritu urobil P. Maaskant (Instituut voor Aardweteschappen, Vrije Universiteit, Amsterdam) na mikrosonde typu Geoscan. Ako štandardy sa použili Fe-kov —15 kV), Co-kov (25 kV), Ni-kov (25 kV), As-kov (25 kV), antimonit a pyrit z Elby pre S (15 kV). Analytické údaje sa korigovali na atómové číslo, pozadie a mŕtvy čas počítača. Prepočet sa vykonal podľa programu kódu KF-22, ktorý publikoval B. Spinger (1967). Zistené chemické zloženie minerálu spolu s teoretickým zložením a chemickým zložením violaritu z ložiska Julian (Kalifornia) a Vermilion, Sudbury v Kanade (Ch. Palache et al. 1951) sú v tab. 2.

Na výpočet kryštalochemického vzorca violaritu sa použil prepočet na 4 atómy síry podľa vzorca violaritu H. Strunza (1966) — $(Ni, Fe)_3S_4$, v ktorom sa Ni a Fe vzájomne izomorfne zastupujú $(Ni_{1,31}\ Fe_{1,43})_{2,74}S_4$

Chemické zloženie violaritu (váh. %)

Tab. 2

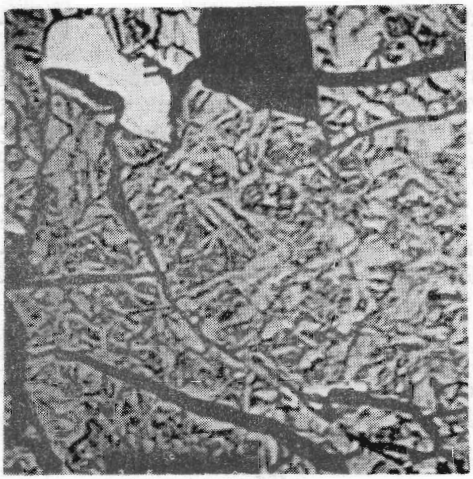
Prvok	1	2	3	4
Fe	18,52	27,50	19,33	15,47
Ni	38,94	26,40	33,94	43,18
Co	—	0,10	2,50	—
Cu	—	—	1,05	—
S	42,54	44,10	42,17	41,35
ner. zv.	—	—	1,31	—
Suma	100,0	98,10	100,30	100,0

1 — teoretické zloženie violaritu, 2 — violarit, Gelnická Huta, 3 — violarit, ložisko Julian, Kalifornia (Ch. Palache et al. 1951), 4 — violarit, ložisko Vermilion, Sudbury (Ch. Palache et al. 1951), prepočet na 100 %

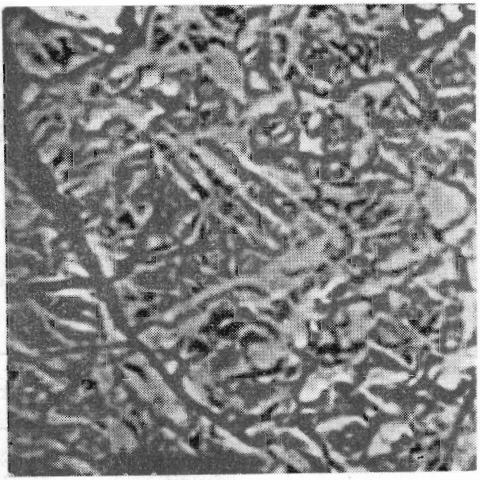
Na obrázkoch plošnej distribúcie (obr. 4a—e), získaných pomocou mikrosondy typu Jeol JXA-5A (J. Krištín, Chemickotechnologická fakulta SVŠT, Bratislava), vidieť jednak kolomorfný charakter študovaných zŕn, jednak homogénnosť v chemickom zložení violaritu.

Obr. 4. a — kompozícia, zv. 600×, violarit — chalkopyrit, b — kompozícia, zv. 1200×, violarit — chalkopyrit, c — $Ni_{K\alpha}$, zv. 1200×; d — $Fe_{K\alpha}$, zv. 1200×, e — $Cu_{K\alpha}$, zv. 1200×; f — $K_{K\alpha}$, zv. 1200×. Foto J. Krištín

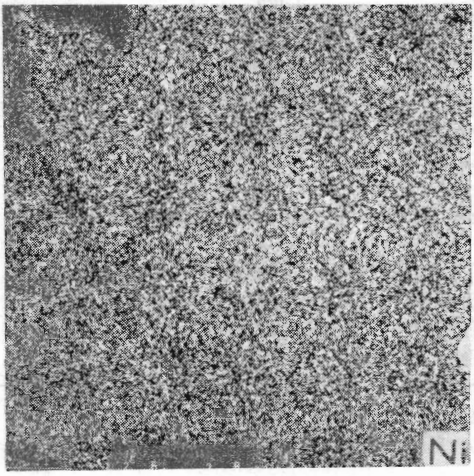
Fig. 4. Electron microprobe images of the violarite, Gelnická Huta locality. Explanations: a — composition, magn. 600, violarite — chalcopyrite, b — composition, magn. 1,200, violarite — chalcopyrite, c — $Ni_{K\alpha}$ magn. 1,200, d — $Fe_{K\alpha}$ magn. 1,200, e — $Cu_{K\alpha}$ magn. 1,200, f — $S_{K\alpha}$ magn. 1,200. Photo by J. Krištín



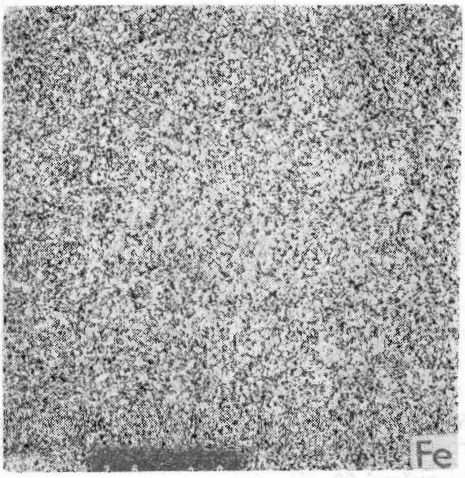
a



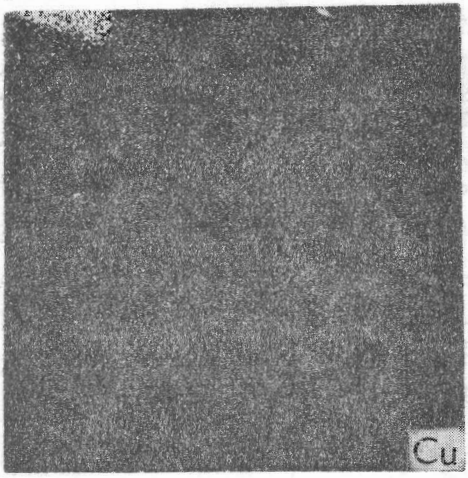
b



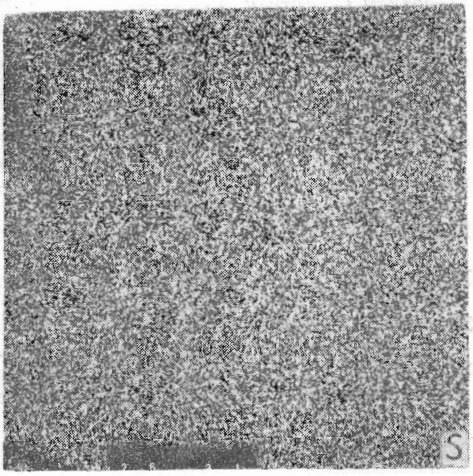
c



d



e



f

tislava), vidieť jednak kolomorfný charakter študovaných zŕn, jednak homogénnosť v chemickom zložení violaritu.

Z analýzy a kryštalochemického zloženia vidieť, že izomorfný pomer Fe a Ni je skoro 1 : 1 (1,09). Takýto pomer býva medzi železom a niklom, ale iba pri prebytku síry v bravoite (Fe, Ni, Co)S_2. Röntgenometrická analýza a veľkosť mriežkovej konštanty a_0, ako aj optické vlastnosti študovaného minerálu však možnosť prítomnosti bravoitu vylučujú. Chemickým zložením zasa možno vylúčiť aj prítomnosť iných minerálov zo skupiny linneitu, ktoré majú podobné optické vlastnosti, niekedy aj identické röntgenogramy a veľkosti ich mriežkových konštánt sú si podobné, ale chemickým zložením sa od seba veľmi odlišujú (tab. 3).

Tab. 3

Minerál	Vzorec	$a_0(10^{-10}m)$
linneit	Co_3S_4	9,440
polydymit	Ni_3S_4	9,456
carrollit	$CuCo_2S_4$	9,548
siegenit	$(Co, Ni)_3S_4$	9,470
violarit	$(Fe, Ni)_3S_4$	9,484
violarit, Gel.	$(Fe_{1,43}Ni_{1,31})_{2,74}S_4$	9,458
bravoit	(Fe, Ni, Co)S_2	5,500
pentlandit	$(Fe, Ni)_9S_8$	10,021

Na základe uvedených výsledkov možno skúmaný minerál jednoznačne identifikovať ako violarit.

Pretože sa študovaný violarit vyskytuje v mladších žilkách v asociácii s kremeňom, Fe-dolomitom a mladšou sulfidickou mineralizáciou bez pentlanditu, milleritu, bravoitu v sideritovo-gersdorffitovej staršej minerálnej výplni, pokladáme ho za normálny člen sulfidickej mineralizácie. Vznikol ako jeden z mladších minerálov sulfidickej etapy mineralizácie na žile a pri jeho vzniku sa uplatnili koloidné roztoky so zvýšeným obsahom Ni, Fe a S, pričom nemožno vylúčiť ako zdroj Ni staršiu gersdorffitovú mineralizáciu.

Doručené 23. XI. 1978
Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

Burke, E. A. J. 1966—1967: Results of Vickers hardness measurements on ore minerals, achieved in different laboratories since 1956. 2nd summary. Manuskript — Vrije Universiteit Amsterdam. 12 p.

Čuchrov, F. V. — Bonštedt-Kupletskaja, E. M. 1960: Mineralyspravočnik. Tom I. Moskva, Izd. AN SSSR. 616 s.

Lebedeva, S. I. 1963: Opredelenije mikrotverdosti mineralov. Moskva, Izd. AN SSSR. 122 s.

Nakhla, F. M. 1956: The hardness of metallic minerals in polished sections. Econ. Geol., 51, p. 811—827.

Palache, Ch. — Berman, H. — Frondel, C. 1951: Dana's system of Mineralogy I. New York — London. 607 p.

Strunz, H. 1966: Mineralogische Tabellen. 4. Auflage. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig K.—G. 560 S.

Springer, B. 1967: Die Berechnung von Korrekturen für die quantitative Elektronenstrahl-Mikroanalyse. Fortschr. Mineral. (Berlin), 45, 1, S. 103—124.

Mineralia slovaca, 11 (1979), 3, 261—262, Bratislava

AKTUALITY

Geochemicko-paragenetické acociácie niektorých prvkov na južných svahoch Nízkych Tatier

IVAN ČILLÍK

Geochemical and paragenetical associations of some elements on the southern slopes of the Nízke Tatry Mts.

By the means of pairing correlation analysis of contents of antimony, arsenic, silver, lead, zinc, copper, molybdenium, tungsten, bismuth, cobalt and nickel in unaltered crystalline schist samples from outcrops on the southern slope of the Nízke Tatry Mts., the following geochemical associations have been stated: antimony—arsenic—molybdenium—tungsten, cobalt—nickel—zinc—copper, arsenic—silver—bismuth, lead—bismuth. These associations of strata-bound nature have been disturbed during regional and contact metsmorphic to hydrothermal processes in altered rocks (antimony content over 20 p. p. m.). During these processes, the following associations originated: antimony—lead—arsenic—bismuth—tungsten—molybdenium—zinc, lead—antimony—bismuth—arsenic—silver—tungsten and copper—silver—tungsten—molybdenium—bismuth. Such associations of elements are known from ore deposits of the area.

Pri spracúvaní výsledkov analýzy (spektrálna emisná analýza, údaje v ppm) niekoľko sto vzoriek odobratých pri metalometrii pôdy z okolitých východov hornín medzi Medzibrodom a dolinou Sopotnica a v priestore doliny Vajskova pomocou párovej korelačnej analýzy sa sledovali asociácie prvkov v geochemickom pozadí — kryštalických bridliciach (fylity, svory, pararuly, amfibolity, migmatity) a v ich hydrotermálne alterovaných varietách. Diskriminantou na tieto účely bol obsah 20 ppm Sb ako čiara prieniku množín obsahu Sb v geochemickom pozadí a v alterovaných horninách. Matice párových koeficientov korelácie Sb, As, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, W, Bi, Co, Ni sú v tab. 1 a 2.

Podľa hodnôt párových koeficientov korelácie a ich klesajúcej hodnoty až do 0,3 (pri nižších hodnotách sa už o korelácii nedá uvažovať) možno v nepremenených horninách vyčleniť nasledujúce geochemické asociácie prvkov (Sb pod 20 ppm, tab. 1):

Sb — As — Mo — W (1), Co — Ni — Zn — Cu (2), As — Ag — Bi (3), Pb — Bi (4).

Všetky asociácie by mali reprezentovať stratiformné typy rudných formácií, a to antimonitovo-scheelitovo-(rumelkovo)-kremeňovú, kýzovú (typ Helpa — amfibolity) a doteraz neznáme posledné dve.

Regionálne a kontaktno-metamorfné a hydrotermálne procesy viedli k diferencovanej mobilizácii a redeponovaniu pôvodne rozptýlených a litofaciálne i stratigraficky oddelených skupín prvkov. Ale nedá sa vylúčiť ani ich prínos z iných

Matica hodnôt koeficientov párovej korelácie obsahu prvkov vo vzorkách (172 ks) z nepremenených kryštalických bridlíc na južných svahoch Nízkych Tatier

Tab. 1

Prvok	Sb	As	Ag	Pb	Zn	Cu	Mo	W	Bi	Co	Ni
Sb	1.00	0.53	0.26	0.09	0.14	0.21	0.38	0.35	0.16	0.11	0.06
As		1.00	0.44	0.17	— 0.10	0.18	0.18	0.15	0.35	0.04	— 0.07
Ag			1.00	0.16	0.04	0.27	0.10	0.17	0.29	0.15	0.15
Pb				1.00	0.16	0.11	— 0.14	— 0.33	0.51	0.06	0.06
Zn					1.00	0.38	0.29	— 0.10	— 0.06	0.63	0.59
Cu						1.00	0.33	0.11	0.07	0.49	0.64
Mo							1.00	0.57	— 0.18	0.37	0.38
W								1.00	— 0.27	0.05	0.16
Bi									1.00	— 0.20	—0.27
Co										1.00	0.80
Ni											1.00

Matica hodnôt koeficientov párovej korelácie obsahu prvkov vo vzorkách (76 ks) z premenených kryštalických bridlíc na južných svahoch Nízkych Tatier

Tab. 2

Prvok	Sb	As	Ag	Pb	Zn	Cu	Mo	W	Bi	Co	Ni
Sb	1.00	0.54	0.36	0.60	0.31	0.15	0.34	0.38	0.45	— 0.00	— 0.06
As		1.00	— 0.02	0.35	0.14	— 0.10	0.21	0.21	— 0.02	0.23	0.03
Ag			1.00	0.35	— 0.04	0.69	0.53	0.56	0.46	— 0.06	0.02
Pb				1.00	0.02	0.17	0.24	0.32	0.56	— 0.12	— 0.31
Zn					1.00	0.07	0.65	— 0.07	0.39	0.27	0.32
Cu						1.00	0.54	0.55	0.47	— 0.10	0.10
Mo							1.00	0.39	0.53	0.14	0.32
W								1.00	0.43	— 0.32	— 0.20
Bi									1.00	— 0.28	— 0.19
Co										1.00	0.76
Ni											1.00

zdrojov, pričom sa „primárne" geochemické asociácie narušili. V alterovaných horninách (nad 20 ppm Sb, tab. 2) sa primárne geochemické asociácie spestrujú a vznikajú nové (čo dokumentujú aj mineralogicko-paragenetické pomery ložísk v Nízkych Tatrách; J. Hak 1966):

Sb — Pb — As — Bi — W — Mo — Zn, napr. ložisko Sb-rúd Medzibrod a Lom;
Pb — Sb — Bi — As — Ag — V, napr. ložisko Pb — Ag-rúd Jasenie-Soviansko;
Cu — Ag — W — Mo — Bi (spolu s predchádzajúcou a barytom, Trangoška).

Pri týchto procesoch primárne korelačné vzťahy a tým geochemické asociácie najviac narúša Zn a Cu (mizne korelácia medzi Co — Ni a nimi), potom W a Mo, ktoré vstupujú do korelačných vzťahov do geochemicky atypickej asociácie s Pb, Cu a Ag. Hojné sulfosoli Pb — Sb — Cu, výskyty zinkenitu, witichenitu, scheelit v kremeňových žilkách a tetraedrit s barytom na ložiskách antimonitu v Nízkych Tatrách takejto predstave neodporujú.

Doručené 6. 3. 1979

Geologický prieskum
974 01 Banská Bystrica

Mineralia slovaca, 11 (1979), 3, 263—277, Bratislava

DISKUSIA

Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatríd

(5 obr. v texte)

MICHAL MAHEĽ*

Фатранский, а не шипрунский; новые взгляды на тектоническое деление и геологическое строение Татрид

В работе дано новое разделение татрид на фатрикум (северная часть) и татрикум (южная часть). Во время юры и нижнего мела фатранский пояс был представлен заостровным трогом, который к северу соединялся с членистым островным поясом (основной осадочный бесейн приутёсового пояса), главным образом с его кисуцким тренчем.

Частью южного порога, из которого образовался татрикум, были Высокие Татры. Высокотатранский пояс несуществовал как самостоятельный палеографический пояс татрид. Шипрунский локальный трог был частью фатранского трога. Не так как до сих пор обьяснялось как локальная впадина в центре геосинклинального пояса татрид.

На глубине татрикум надвинуто над фатрикум. В результате этого получилось сложное строение с лежачими складками и локальными покровами в дюмберском масиве, Высоких Татрах и в Трибчи.

Fatric and not Šiprúň; a new view onto the tectonic subdivision and structure of the Tatrides

A new subdivision of the Tatrides is suggested into two different paleogeographical and structural units. These are the northern called Fatric belt and the southern Tatric one. During the Jurassic and Lower Cretaceous, the paleogeographic zone of the Tatrides represented a back-island trough communicating with a dissected belt of islands on its northern border, the latter representing the main sedimentation area of the Klippen belt units (especially its Kysuca trench).

From paleogeographical point of view, the High Tatra was part of a more southernly situated ridge. Tatric units originated from this ridge and therefore the High Tatra zone did not create a particular northern paleogeographical zone of the Tatrides during the Mesozoic. The Šiprúň trough of local extent formed only part of the larger Fatric one. Contrary to previous interpretations, this local trough has not been situated inside of the geanticlinal zone representing now the Tatrides.

The Tatric unit is overthrust onto the Fatric one in its deeper parts.

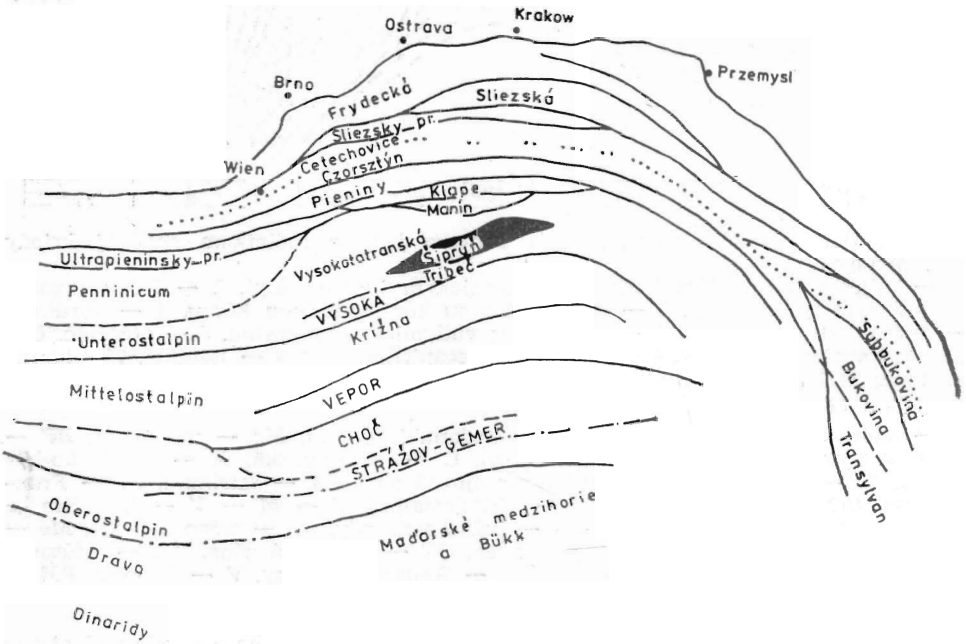
* Akademik Michal Maheľ, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

As consequence of this overthrust, the complicated structure with recumbent folds and local nappe structures in the High Tatra Mts., Ďumbier massif and Tribeč Mts. originated. The composite structure of the Tatrides manifesting repeated folding of its Mesozoic and crystalline members with overthrusts oriented northwesterly is due to its overthrusting onto the Penninic. The Alpine model prevails in the structure as far as the Jastrabie fault in the SW part of the Western Carpathians. Eastward from this fault the Carpathians have their own West Carpathian structure.

Termín šiprunský do našej literatúry zaviedol A. Matějka (1930). Označil ním jurské, spodnokriedové až strednokriedové členy Veľkej Fatry a Malej Fatry chápané ako príkrov presunutý pod tlakom ďumbierskeho príkrovu z pásma rozloženého južne od ľubochnianskej zóny. Zaraďovali sa doň tatridné členy s jurskými fáciami (hlavne fleckenmerglová a rádiolarity) blízkymi krížňanským, t. j. hlbokovodným. V rámci tatridných sérií (v tom čase lepšie známych, prevažne geantiklinálneho charakteru a s prevahou plytkovodných členov jury) išlo o osobitnosť, ktorá viedla k predstave o hlbokovodnej brázde uprostred širokého geantiklinálneho tatridného pásma. V päťdesiatych rokoch (J. Bystrický 1956) sa vo Veľkej Fatre a v Malej Fatre preukázala priama stratigrafická nadväznosť týchto sekvencií šiprunského príkrovu na triasové členy bezprostredného obalu kryštalických jadier. To v prvom rade vyvrátilo predstavu o existencii príkrovu a stratigrafický diapazón šiprunskej série sa stratigraficky rozšíril a doplnil. Podrobné výskumy v Strážovskej hornatine, Považskom Inovci, Malých Karpatoch a čiastočne aj v Žiari ukázali na veľký rozsah sérií analogických šiprunskej a pomerne veľkú variabilnosť v litológii jurských členov. Tak sa vyčlenila osobitná skupina sérií s prevažne euxinským typom jury, ktorá sa nazvala najprv západoslovenskou skupinou (pracovný termín M. Maheľa 1960) a najnovšie fatranským typom tatridných jednotiek (M. Maheľ 1974). Pritom sme vzhľadom na osobitosti v každom pohorí vyčlenili litologické sekvencie tohto typu ako osobitné série a v ich názvoch sme použili atribút odvodený od mena príslušného pohoria, teda malokarpatská, inovecká, malomagurská, žiarska a analogicky aj malofatranská a veľkofatranská séria (rozdiely medzi poslednými dvoma nie sú veľké). Pri každej z týchto sérií sme zdôraznili jej osobitosti, charakteristické znaky (M. Maheľ 1967). Vcelku však ide o jeden paleotektonický typ s prevahou hlbokomorských fácií euxinského typu. Paleotektonickým charakterom sa všetky série fatranského typu od skupiny tatridných sérií s plytkovodnými členmi jury a spodnej kriedy (vysokofatranská, ďumbierska, tríbečská) odlišujú. Pre ne sme zaviedli názov tatranský typ, resp. tatranská tektonogrupa rovnako ako napr. fatranská). Tak sa s Tektonickou mapou KBGA a jej vysvetlivkami (M. Maheľ 1973, 1974) dostal názov fatranský na označenie tatridných sérií s hlbokovodnými členmi jury a spodnej kriedy na medzinárodnú platformu.

Aj napriek zmenám v chápaní regionálneho rozpätia litologicko-stratigrafického obsahu pôvodnej šiprunskej série a výrazným zmenám v náhľade na tektonické postavenie (po likvidácii šiprunského príkrovu) zostávala väčšina geológov v podstate pri vžitej paleogeografickej predstave z tridsiatych rokov, ktorá sa opierala o také významné diela, akým je nesporne Geológia československých Karpát II (D. Andrusov 1959) a posledné tektonické syntetické dielo D. Andrusova Grundriss... (1968). Šiprunské pásmo sa v paleogeo-

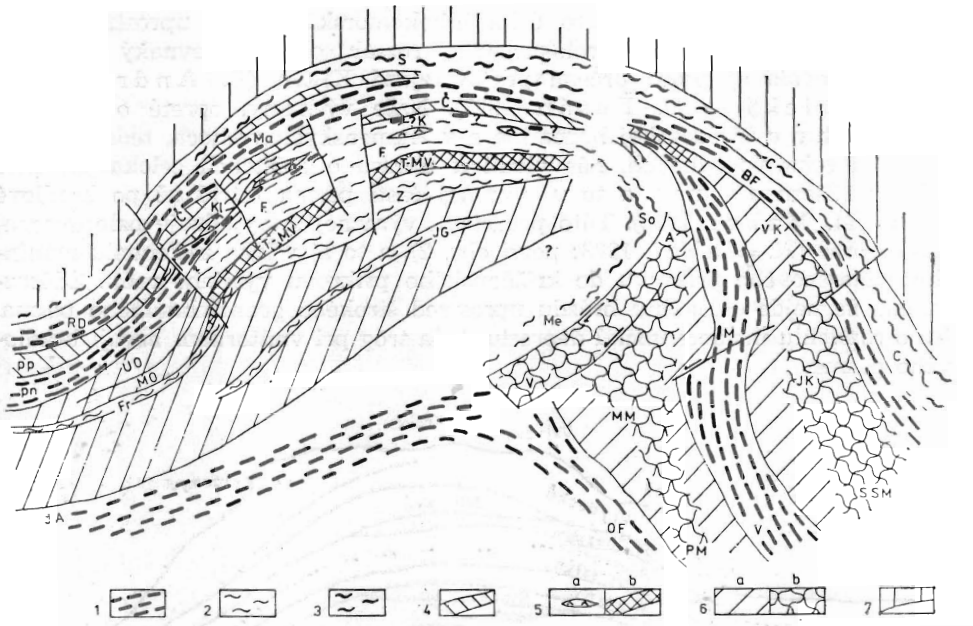
grafickom obraze označuje ako úzka hlbokomorská brázda uprostred tatríd (má v podstate lokálny, nie celokarpatský rozsah; obr. 1). Rovnaký charakter mu pripisovala aj práca určená pre X. zjazd KBGA (D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973). Naše výskumy, opreté o výsledky hlbších vrtov v Strážovskej hornatine a v Humenských vrchoch, teda v oblastiach od seba vzdialených, nás viedli k názoru o existencii celokarpatského trógu s „čiernou" jurou, a to v severnej časti pásma tatríd až po bradlové pásmo (M. Maheľ 1975). Túto predstavu výraznejšie vyjadruje paleogeografický obraz (M. Maheľ 1978; pozri obr. 2), a to aj vďaka začleneniu manínskeho čiastkového príkrovu do krížňanského príkrovu vyššieho radu. Zdôrazňujem, že nejde o lokálnu brázdu uprostred širokého geantiklinálneho pásma, lež o rozsiahlu intraoceanickú depresiu, teda tróg pri vnútornom okraji bradlového pásma.



Obr. 1. Paleogeografická schéma triasu a jury podľa D. Andrusova (1978)

Fig. 1. Paleogeographical scheme of the Triassic and Jurassic according to D. Andrusov 1978

Čierna jura (na Zakarpatskej Ukrajine ju zastihli vrty južne od bradlového pásma) je pravdepodobne súčasťou tohto trógu. Paleogeografické a paleotektonické postavenie fatranského trógu sa teda od chápania úzkej šiprunskej brázdy intrageantiklinálneho charakteru zásadne odlišuje. Podstatne širšie litologicko-stratigrafické rozpätie pôvodnej šiprunskej série, väčšia obsahová pestrosť, celokarpatské rozšírenie, a hlavne celkom nové štruktúrne postavenie i nové paleogeografické a paleotektonické rozčlenenie tatríd v celokarpatskom i v šir-



Obr. 2. Palinspastický obraz Karpát koncom jury a začiatkom spodnej kriedy (M. Mahel' 1979)
1 — trógy s oceanickým (sčasti paraoceanickým typom kôry), 2 — trógy s paraoceanickým typom kôry, 3 — trógy s tenšou kontinentálnou kôrou, 4 — kordiléry — súčasť ostrovných zón, a — s aktívnou vulkanickou činnosťou, 5 — mobilné, členité intraoceanické prahy, 6 — široké intraoceanické prahy, a — stabilné, 7 — kontinentálny šelf, a — mobilný

Sedimentačné oblasti:

S — sliezska, *C* — Ceahlau, *RD* — rhenodanubický flyš, *Ma* — magurská, *BF* — „čierny flyš", *PP* — intrapenninský prah, *C* — czorsztynská, *K* — pieninsko-kysucká, *Kl* — klapská, *Pn* — penninikum (južná zóna), *F* — fatrikum, *Fr* — Frankenfels, *UO* — Unterostalpin, *MO* — Mittelostalpin, *T — M — V* — tatrikum — Manín — Vysoká, *Z* — Zliechov, *JG* — južné gemeridy, *SO* — solnocký tróg, *Me* — Mecsek, *M* — Mureš, *V* — vardarská zóna, *OF* — ofiolitová zóna, *VK* — vnútorné dacidy, *JK* — getikum — danubikum, *A* — Apusenské vrchy, *V* — Villany, *PM* — pelagónsky masív

Fig. 2. Palinspastic picture of the Carpathians to the end of the Jurassic and at the beginning of the Lower Cretaceous M. Mahel', 1979
1. Troughs with oceanic (partly paraoceanic) type of crust; 2. Troughs with paraoceanic type of crust; 3. Troughs with thinner continental crust; 4. Cordillers — part of island zones, a) with volcanic activity; 5. Mobile, dissected intraoceanic ridges; 6. Wide intraoceanic ridges a) stable; 7. Continental shelf a) mobile.

Sedimentation areas:

S — Silesian; *C* — Ceahlau; *RD* — Rhenodanubian flysch; *Ma* — Magura; *BF* — "Black Flysch", *PP* — Intrapenninic ridge; *C* — Czorsztyn; *K* — Pienninic—Kysuca; *Kl* — Klape; *Pn* — Penninicum (southern zone); *F* — Fatric; *Fr* — Frankenfels; *UO* — Unterostalpin; *M* — Mittelostalpin; *T — M — V* — Tatric — Manín — Vysoká; *Z* — Zliechov; *JG* — South Gemerides; *SO* — Szolnok trough; *Me* — Mecsek; *M* — Mureš; *V* — Vardar Zone; *OF* — Ophiolite Zone; *VK* — Inner Dacides; *JK* — Geticum — Danubicum; *A* — Apuseni; *V* — Villany; *PM* — Pelagonian massif.

šom rámci si priam vyžadujú, aby mal vyčlenený tróg nový názov. Ak som už skôr zaviedol názov fatranský typ (M. Maheľ 1973, 1974) na označenie paleotektonického typu celej skupiny sérií príbuzných pôvodnej šiprunskej sérii, rozširujem ho aj na paleotektonické pásmo — tróg, v ktorom sa tieto série usadili. Názov fatranský sa mi vidí vhodný aj zo slovotvorného hľadiska. Je utvorený od názvov pohorí, v ktorých vystupuje (Veľká Fatra a Malá Fatra) a z ktorých sa tento typ sérií po prvýkrát konštatoval. Rovnako pre druhú skupinu sérií a pre druhý paleotektonický typ s prahovým plytkovodným charakterom fácií pokladám za priliehavý atribút tatranský, lebo ich hlavní zástupcovia (vysokotatranská a ďumbierska séria) vystupujú vo Vysokých Tatrách a Nízkych Tatrách. Tatranským nazývam intraoceanický prah, z ktorého série tatranského typu pochádzajú. Rozkladal sa južne od fatranského trógu. Obidva názvy (fatranský i tatranský) sú si adekvátne v obsahovom i formálnom (jazykovom) zmysle.

Používať naďalej názov šiprunský v tektonickom, ako aj v paleogeografickom zmysle by viedlo k zmätku v našej terminológii. Názov s atribútom šiprunský môže mať aké-také opodstatnenie len vo veľmi úzkom rámci, a to pri obalovej sérii Veľkej Fatry, príp. aj Malej Fatry. Ale aj v týchto pohoriach sa pod názvom šiprunská séria chápala len vrchná časť obalového mezozoika. Rozhodne sa však názov šiprunská séria nehodí pre paleotektonicky analogickú sériu v Žiari, v Malej Magure alebo v Považskom Inovci. V týchto pohoriach rovnako ako v Malých Karpatoch majú obalové série v porovnaní s obalovými sériami Veľkej a Malej Fatry celý rad výrazných osobitostí a odlišností (bližšie pozri M. Maheľ 1967). Používať na ich označenie názov šiprunská séria by znamenalo krok späť, krok negujúci stav našich dnešných poznatkov. Rozdiely v obsahu obalových sérií sú vo Veľkej Fatre i v Malej Fatre, a to nielen v jure, lež aj v triase. Ale v každom prípade sa (M. Polák 1978) svojimi vrchnoliasovými a doggersko-malmskými členmi najviac blížia zliechovskému prehlbeninovému (trógovému) typu krížňanskej jednotky. V našej palinspastickej schéme (M. Maheľ 1978) to vysvetľujeme existenciou priečnej depresie pozdĺž revúckeho prielomu, tzv. revúckej priečnej depresie, ktorá spája fatranský tróg so zliechovským.

Nový názor na paleogeografické členenie tatríd mení aj náhľad na tektonické vzťahy v rámci tatríd, na vzťah tatríd k bradlovému pásmu a jeho postavenie, ako aj názor na nadväznosť paleotektonických jednotiek Západných Karpát na Východné Alpy a Východné Karpaty.

V novom členení tatríd zaraďujeme Vysoké Tatry ako hlavného predstaviteľa tzv. vysokotatranského pásma do tohože pásma ako ďumbiersky masív, teda ako súčasť intraoceanického prahu rozloženého medzi fatranským a zliechovským trógom.

Zaradením vysokotatranského pásma do južnej zóny tatríd sa vysvetľuje laterálne zastupovanie vysokotatranskej jednotky čiastkovým príkrovom Havrana, ale aj obsahová, a tým aj paleotektonická príbuznosť, prejavujúca sa v jednotke Havrana viacerými znakmi spoločnými s vysokotatranskou sériou, ako je rozmanitosť typov dolomitizácie strednotriasových vápencov, prítomnosť pieskovcov spodného liasu (pizanské) a mocných organodetritických vápencov spodnej kriedy (muránske).

Rozčlenením tatríd na fatranskú zónu (fatrikum) a tatranskú (tatrikum) sa stávajú jasnejšími paleogeografické vzťahy tatríd ku krížňanskému príkrovu

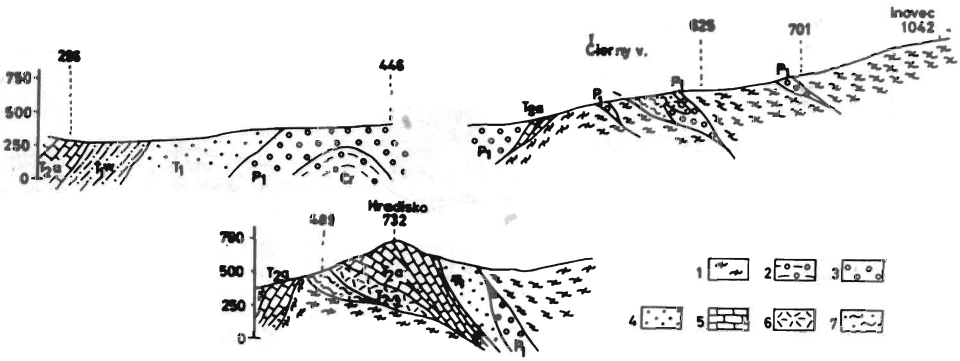
i k bradlovému pásmu. Severné časti krížňanského príkrovu s vývinom jury a spodnej kriedy vysockého typu rovnako ako manínsky príkrov pochádzajú z južného svahu tohože prahu, na ktorom sa v jeho severnejších častiach utvárali jednotky tatrika. Tým sa v rade jadrových pohorí stávajú pochopiteľnými vzťahy medzi obalovým mezozoikom a krížňanským príkrovom. Ako príklad uvádzam obalovú šupinu Kadlubka (s vývinom blízkym vysockej jednotke) rozloženú pod bázou vysockého príkrovu.

Aj tektonický štýl obalového mezozoika, sčasti aj kryštalinika Tatier je podobný ako v ďumbierskom masíve a v Tríbeči. Popri intenzívnom prevrásnení a zošupinovatení obalových sérií je výrazné zvrásnenie a zaklinenie členov mezozoika uprostred kryštalinika; tektonické rozčlenenie kryštalinika do pozdĺžnych na seba nasunutých krýh s výraznými prejavmi alpínskeho prepracovania. Nie je zriedkavosťou účasť hrubších más kryštalinika na tvorbe ležatých vrás a šupín a menších príkrovov. Tektonické prepracovanie, postihnuvšie nielen mezozoické série, ale aj kryštalinikum, je pravdepodobne prejavom hlbšieho presunu tatrika na severnejšie fatranské pásmo. Ale nejde o rozsiahly príkrov z južných zón (v chápaní B. Leška 1977) presunutý cez veporidy aj gemeridy, ale zväčša o paraautochtónny prejav.

Vo Veľkej Fatre, Malej Fatre, Žiari a v Strážovskej hornatine majú obalové série fatranského typu oveľa jednoduchšiu stavbu, v podstate monoklinálnu. Pritom je nápadné, že ani kryštalické jadrá týchto pohorí nevykazujú intenzívnejšie alpínske prepracovanie (s výnimkou okrajových priestorov). Uprostred kryštalických jadier nie sú hlbšie zavrásnené a tektonicky vklinené mezozoické členy, a to ani spodnotriasové kremence. Pokiaľ vystupujú v oblasti Fatranského Kriváňa a západne od neho, nadväzujú bezprostredne na obalový lem a podľa dnešných poznatkov vytvárajú výplň plochých rozovretých synklinál uprostred kryštalinika. Mierne prevrásnenie stykovej plochy kryštalinika a obalovej jednotky naznačuje aj erózne okno kryštalinika vo Vrátnej doline.

Odlišný tektonický štýl majú obalové série fatranského typu v Považskom Inovci a v Malých Karpatoch, teda južne od jastrabianskeho zlomu, v tzv. dunajskom bloku (v zmysle O. Fusána (1972). V obidvoch pohoriach sa obalová séria rozkladá pri vonkajšom (severozápadnom) okraji kryštalického jadra a vo viacerých pruhoch uprostred kryštalinika. V Považskom Inovci sú uprostred pararúl, migmatitov, svorov a fylonitov pararelne s výraznou alpínskou bridličnatosťou s úklonmi na JV (obr. 3) rozložené viaceré šošovky a synklinálne pruhy hlboko zaklesnutého permu aj mezozoika. Pri severozápadnom okraji vidieť prechod od týchto hlbinných štruktúr cez ležaté subhorizontálne vrásy do povrchového štýlu normálneho obalu so sklonom mezozoických členov zvyčajných v obalových sériách, t. j. na severozápad. Severnejšie na okraji Strážovských vrchov vo vrte v Soblahove SM 1 zastihol v podloží manínskeho príkrovu aj šupiny obalového mezozoika. V pribradlovej oblasti od Trenčína po Bzince vystupujú uprostred prevrásnenej a sčasti zošupinovatenej čelnej časti krížňanského príkrovu šupiny keupru, rétu (typu tomanovských vrstiev), ojedinele aj jury a spodnej kriedy (inoveckej série). Ležaté vrásy, šupiny vo vrchných častiach obalovej jednotky, sčasti tektonicky včlenené do čelných častí krížňanského príkrovu, to všetko spolu s alpínskym prepracovním kryštalinika vedie k úvahe o odlišnosti tektonickej pozície Považského Inovca v porovnaní so Suchým a Malou Magurou (Strážovské vrchy), príp. s ľubochnianskym masívom (Veľká Fatra) a s Malou Fatrou. Tektonický štýl obalového

mezozoika, mladšieho paleozoika a kryštalinika Považského Inovca je dosť podobný pomerom v ďumbierskom masíve. Analogická situácia je aj v Malých Karpatoch, kde sa komplikácia stavby prejavuje nielen zvrásnením mezozoických členov uprostred kryštalinika, nenormálnym stykom jurských členov



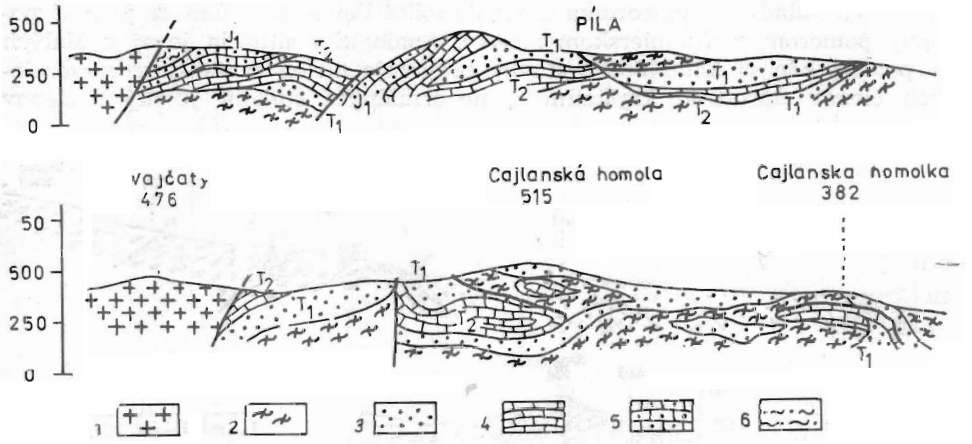
Obr. 3. Geologické profily v severnej časti Považského Inovca v okolí Selca; prevrásnenie mezozoika s kryštalinikom
1 — metamorfity — staršie paleozoikum (?), 2 — zlepence, fylity — karbón, 3 — brekcie, pestré bridlice — perm, 4 — kremence — spodný trias, 5 — vápence — stredný trias, 6 — dolomity — stredný — vrchný trias; 7 — tmavé bridlice, zlepence — rét

Fig. 3. Geological profiles in the northern part of the Považský Inovec Mts. near Selec; refolding of the Mesozoic with the crystalline
1. Metamorphites — Early Paleozoic ?; 2. conglomerates, phyllites — Carboniferous; 3. breccias, variegated shales — Permian; 4. quartzites — Lower Triassic; 5. limestones — Middle Triassic; 6 dolomites — Middle-Upper Triassic; 7. dark-coloured shales, conglomerates — Rhaetian

s kryštalinikom (juhozápadný cíp v oblasti Borinka — Kuchyňa), ale aj preukázanými ležatými vrásami mezozoika a staropaleozoických fylitov a svorov (oblasť cajlianskeho zlomu západne od Pezinka a píľanského zlomu pri Píle (M. Maheľ 1979; (obr. 4).

Ako vidieť, aj keď sú Malé Karpaty a Považský Inovec typom obalového mezozoika blízke pohoriam, v ktorých obalovú jednotku predstavuje fatranský typ (s hlbokomorskou obalovou jednotkou), majú podobnú stavbu ako tatridné pohoria s obalovým mezozoikom tatranského typu s plytkovodnými fáciami jury a spodnej kriedy. Príčiny tektonických rozdielov v jadrových pohoriach nie sú teda v prvom rade v paleotektonickom type obalového mezozoika, ale v rozdielnej intenzite vrásnenia, ktoré postihlo nielen mezozoikum, ale aj jeho podložie, kryštalinikum. Zložitá tektonická stavba obalového mezozoika (s ležatými vrásami i menšími príkrovovými šupinami) a alpínske prepracovanie aspoň vrchných častí kryštalinika sú azda odrazom hlbšie rozložených presunov cez severnejšie rozložené jednotky.

Vo Vysokých Tatrách a v ďumbierskom masíve by išlo o násun tatranského pásma na vnútorné časti fatranskej zóny, v prípade Považského Inovca, a naj-



Obr. 4. Geologické profily z kryštalinického jadra Malých Karpát; prevrásnenie mezozoika s kryštalinikom (M. M a h e ľ 1978)
1 — granodiorit — karbón, 2 — metamorfity — staršie paleozoikum; 3 — kremence — spodný trias, 4 — vápence s polohami dolomitov — stredný trias, 5 — čiastočne rohovcové vápence, vápence — lias; 6 — tmavé bridlice, silicity — dogger

Fig. 4. Geological profiles through the crystalline core of the Malé Karpaty Mts., refolding of the Mesozoic with the crystalline M. M a h e ľ 1978
1. Garnodiorite — Carboniferous; 2. metamorphites — Early Paleozoic; 3. quartzites — Lowes Triassic; 4. limestones with layers of dolomites — Middle Triassic; 5. limestones, patrly cherty — Liassic; 6. chark coloured shales, silicites — Dogger

mä Malých Karpát o násun až na vonkajšie okraje fatranského pásma, sčasti pohltené a podsunuté, azda s typom kôry blízkym ofiolitovému penininskému typu. V naznačenej tektonickej interpretácii možno hádam limburgity vo vysokotatranskej sérii v masíve Osobitej chápať ako okrajové časti ofiolitových komplexov, okrajové prejavy magmatizmu na susednom prahu. Väčšie presuny v Považskom Inovci a v Malých Karpatoch zrejme súvisia s približovaním sa k modelu Východných Álp.

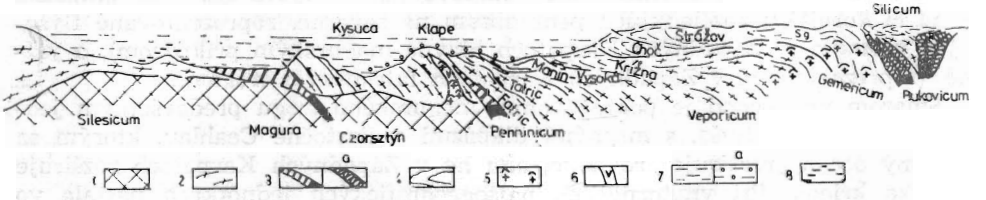
Sotva je náhodné, že sa geofyzikálne preukázaný výrazný skok v hrúbke kôry, ktorý sa stotožňuje s peripieninským lineamentom, južne od jastrabianskeho bloku (v dunajskom bloku) postupne od bradlového pásma odkláňa, aj keď ho sledoval po celej jeho dĺžke od východu. A v úseku Malých Karpát, teda s približovaním sa k Východným Alpám, tento rozostup rozhrania v hrúbke kôry a bradlového pásma dosahuje až 30—45 km. Nebudeme ďaleko od pravdy, keď tento poznatok, rovnako ako zastúpenie mocnejšej vrchnej kriedy a paleocénu gosauského typu v pribradlovej oblasti v dunajskom bloku, zaradíme medzi znaky zbližujúce Západné Karpaty s Východnými Alpami, aj keď samotné tatridy sú najpresvedčivejším dokladom rozdielov v stavbe obidvoch susedných segmentov alpíd.

Pri posudzovaní autochtónnosti tatríd, a to fatranského i tatranského pásma, treba brať do úvahy existenciu tektonického okna rechnitzerskej série pri východnom okraji Álp. V najvýchodnejšom cípe Álp je cez penninikum presu-

nutý unterostalpín (analogon našich tatríd) i oberostalpín. Tento alpský model treba pripustiť aj v západnom cípe Karpát až po jastrabiansky priečny zlom, a to aj pri úvahe o laterálnom vysunutí karpatského oblúka na SZ (M. M a h e l 1974) pozdĺž systému posunov juhozápadne od Malých Karpát. V západnom bloku Západných Karpát, so zastupovaním vrchnej kriedy a paleocénu gosauského typu v pribradlovej oblasti (vývinový znak Álp), treba počítať s výraznejším presunom tatríd cez penninikum sčasti mladším ako paleocén (azda savským). Severovýchodne od jastrabianského zlomu, kde je skok v hrúbke kôry súbežný s priebehom bradlového pásma a kde fatranský typ obalových sérií a sprievodné kryštalinikum nevykazujú intenzívnejšie prevrásnenie, platí hádam karpatský model stavby, pravdepodobne bez penninika v podloží tatríd, azda s výnimkou úzkej pribradlovej zóny.

Zaradenie manínskeho príkrovu — s albom — cenomanom blízkym klapskej sérii bradlového pásma — ako čiastkovej čelnej časti krížňanského kmeňového príkrovu (M. M a h e l 1978) spolu s dynamickejším pohľadom na vývoj stavby Karpát nastoľuje otázku presunov a skrátenia tatríd už od konca albu. K takémuto uzáveru zvádzajú doterajšie poznatky o stratigrafickom rozpätí najmladších flyšových členov paleoalpínskeho cyklu v tatridách. V sériách tatranského typu a v Malých Karpatoch je najmladším členom cenomanský flyš. V sériách fatranského typu sa cenoman ani najvrchnejší alb nepreukázali. Podľa toho predpokladám skrátenie sedimentačného priestoru tatríd už od vrchného albu, s prípadným podsunom severnejšej fatranskej časti charakterizovanej tenšou sialickou kôrou (v severnejšej okrajovej časti miestami azda aj ofiolitovou). To znamená, že sa v cenomane sedimentačná oblasť tatranského prahu a priľahlého zliechovského trógu priblížila, alebo dokonca so sedimentačnou oblasťou bradlového pásma priamo susedila (obr. 5).

V novom paleogeografickom chápaní je fatranský tróg zaostrovným morom



Obr. 5. Schéma vývoja kôry v Západných Karpatoch koncom albu a v spodnom cenomane (M. M a h e l 1979)
1 — vrchný plášť, 2 — žulovorulový „sloj"; 3 — subdukčné zóny, a — oceanickej — paraoceanickej kôry, b — s vysokotlakovou a nízkotermálnou metamorfózou, 4 — prieniky granitov, 5 — presunuté jednotky, 6 — výraznejší vulkanizmus (kyslý — bázický) ostrovnej zóny, 7 — flyš, a — wildflyš, 8 — kryptoflyš, pelity a sliene

Fig. 5 Scheme of crust development in the West Carpathians to the end of the Albian and in the Lower Conemanian M. M a h e l, 1979
1. Upper mantle; 2. Granite — gneiss layer; 3. Subduction zones of oceanic — — paraoceanic crust, a) occurrences of high — pressure and low-temperature metamorphism; 4. Granite penetrations; 5. Overthrust units; 6. More distinct volcanism (acid-basic) of the island zone; 7. Flysch, a) wildflysch; 8. Cryptoflysch to pelites, marls

oddeleným od magurského oceána ostrovnou zónou predstavovanou bradlovým pásmom (spodná etáž magurského príkrovu, hlavne jeho čiastkových jednotiek račianskej a bystrickej v jure a spodnej kriede). Chápanie bradlového pásma ako členitého ostrovného oblúka zdôvodňujem laterálnou faciálnou premenlivosťou s hojnými, tzv. prechodnými sériami medzi prahovou czorsztynskou a prehlbeninovou pieninskou, ale aj medzipieninskou a klapskou. Jurské členy klapskej série sa usadili pravdepodobne v okrajovej časti vulkanického „exotického" pienidného valu. Nápadná blízkosť fácií jury a spodnej kriedy malofatranskej a pieninskej série naznačuje prepojenie medzi pieninským trenčom a fatranským trógom. Rozmedzujúci val bol zrejme členitý, príp. sa prejavoval len v obmedzených časových intervaloch. Chápanie bradlového pásma ako ostrovného oblúka umožňuje vysvetliť aj základ oblúkovitosti Západných Karpát (znak charakteristický pre ostrovné oblúky), ale i zložitosť zdanlivo (v detailoch) chaotickej stavby pri rovnakých základných znakoch vývoja aj stavby.

Nová paleogeografická predstava uľahčuje riešiť „nadväznosť" západokarpatskej geosynklinály na Východné Alpy. Fatranský trógsa napája na južné penninikum, ktoré vystupuje neďaleko od Západných Karpát v rechnitzskej sérii. Pritom treba mať na zreteli, že spomenuté obalové série fatranského typu vystupujúce na povrch sú reprezentantmi len južnej, zrejme plytkovodnejšej časti fatranského trógu. Jeho severné časti, pravdepodobne charakterom bližšie penninskému (s ofiolitmi) oceanickému typu, sú sčasti prekryté subtatranskými príkrovmi, sčasti v stykovej časti bradlovým pásmom ulomené a prekryté vnútornejšími elementmi tatríd, resp. pohltené pri subdukcii a vrásnení.

Severné penninikum nadväzuje na spodnú etáž magurského príkrovu. Logickým pokračovaním alebo ekvivalentným analógom bradlového pásma vo Východných Alpách je ultrapenninský chrbát (F. Trauth 1934), resp. intrapenninský prah. Jednotky Falknis a Sulzfluh (R. Oberhauser 1968, R. Trümpy 1970) rovnako ako bradlové pásmo vytvárajú geantiklinálnu zónu či kordiléru rozčleňujúcu penninikum na severné, reprezentované flyšovým pásmom (v Západných Karpatoch hlavne magurským príkrovom), a južné (reprezentované v Západných Karpatoch fatranským trógom).

Smerom na východ je pokračovaním magurského trógu predovšetkým jednotka „čierneho" flyša, s mocnými diabázmi a čiastočne Ceahlau, ktorým sa severný oceán „rozširuje" rovnako, ako ho v Západných Karpatoch rozširuje sliezska krieda. Pri vnútornejších paleogeografických jednotkách nastala vo východoslovenských Karpatoch bifurkácia. Južnejšou vetvou fatranského pásma by mohol byť solnocký tróg, severnejším pokračovaním (resp. kulisovitým zastupovaním) murešský tróg (zóna Metaliferes; obr. 2).

Doručené 16. 1. 1979

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava, Vyd. SAV. 375 s.

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, SAV. 188 S.

Bystrický, J. 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Niekoľko poznámok o obalových sériách. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 6, s. 80—85.

Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, s. 173.
Leško, B. et al. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku. (Poznámky ku geológii východného Slovenska.) Mineralia slov., 9, s. 221—233.
Maheľ, M. 1960: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika Centrálnych Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 21, s. 5—28.
Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Západní Karpaty 1. Praha, Ústř. úst. geol. 486 s.
Maheľ, M. (edit.) 1973: Tectonic map of the Carpathian Balkan mountain system and adjacent areas. Geol: ústav D. Štúra Bratislava — UNESCO — Kartografia Praha.
Maheľ, M. 1974: Introductory articles in Maheľ et al. Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Explanations to the Tectonic map of the Carpathian-Balkan regions and their foreland. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra, p. 9—49.
Maheľ, M. 1978: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. Mineralia slov., 10, s. 289—309.
Maheľ, M.: Nové tektonické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra (v tlači).
Matějka, A. 1930: O nové tektonické jednotce v centrálních Karpatech československých. Věst. Stát. geol. úst. ČSR, 6.
Oberhauser, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik in der Paläogeographie während der Oberkreide und des Paläogens im Ostalpen-raum. Jb. geol. B-A, Dd 111 (Wien), S. 115—145.
Polák, M. 1978: Jura tatrid Malej a Veľkej Fatry (litológia a paleogeografia). Geol. práce, Spr. (Bratislava), 70, s. 91—114.
Trauth, F. 1934: Geologische Studien in dem westlichen niederösterreichischen Voralpen. An. Akad. Wiss. m. ntl. 71 (Wien), s. 92—99.
Trümpy, R. et al. 1970: Aperçu général sur la Géologie des grisons. C. R. Soc. géol. France, p. 330—364.

Sedimentačné oblasti:

Fatric and not Šiprúň; a new view onto the tectonic subdivision and structure of the Tatrides

MICHAL MAHEĽ

In the paleogeographical picture of the West Carpathians the Šiprúň zone was designated as a narrow deep-sea trough amidst the Tatrides, in essentials of local and not of throughout-Carpathian character (Fig. 1) D. Andrusov 1968, D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973). Our investigations, based on the study of envelope groups in the Žiar, Strážovská hornatina, Považský Inovec and Malé Karpaty Mts. and on the results of deeper drillings in the Strážovská hornatina and Humenské pohorie Mts., so in areas distant from each other, have led us to the opinion of the existence of a trough throughout the Carpathians with "black" Jurassic in the northern part of the Tatrides at the inner margin of the Klippen Belt (M. Maheľ 1975). This idea is expressed more distinctly in the paleogeographical picture (M. Maheľ 1978; Fig. 2), also owing to assignment of the Manín partial nappe to the primary Krížna nappe (M. Maheľ 1978).

When I introduced already earlier the term Fatric (M. Maheľ 1973, 1974) for the paleotectonic type of the whole complex of groups akin to the original Šiprúň group, I extend it also for the paleotectonic zone — trough, in which

these groups deposited. The proper term Fatric seems to me suitable also from etymological standpoint. It is derived from the names of mountain ranges, in which it occurs (Veľká and Malá Fatra Mts.) and where this type of groups was even established first. I equally consider the term Tatric as appropriate for the second complex of groups and the second paleotectonic type with ridge, shallow-water type of facies because their main representatives are found in the High Tatra and Low Tatra. As Tatric I call the intraoceanic ridge, from which the groups of Tatric type are derived. It was situated south of the Fatra trough. Both terms Fatric and Tatric are adequate in relation to each other in content and etymological sense.

Further application of the term Šiprúň in tectonic as well as paleogeographical sense would contribute to confusion in our terminology.

The envelope groups of Fatra type in the Veľká and Malá Fatra, which in the essential part were formerly ranged as the Šiprúň nappe (A. Matějka 1930), are closest to the Zliechov trough type of the Krížna nappe in their Upper Liassic and Dogger-Malmian members. In our palinspastic scheme (M. Maheľ 1978) we explain it by the existence of a transversal depression along the Revúca fault gap — along the so called Revúca transversal depression, which connects the Fatra trough with the Zliechov trough.

In the new division of the Tatrides we assign the High Tatra, earlier considered as the main representative of the so called northernmost High-Tatric zone, to the southern zone together with the Ďumbier massif, thus as part of an intraoceanic ridge located between the Fatra trough and Zliechov trough.

With assignment of the High Tatric zone to the southern zone of the Tatrides also lateral replacement of the High Tatric unit by the Havran unit in the Belanské Tatry Mts. but also content and thus paleotectonical relationship becomes understandable. It has namely been known since long ago that the lower partial nappe of the Krížna nappe, called the Havran nappe, has some facial members close to the High Tatric group in development, mainly diversity of dolomitization types of Middle Triassic limestones, the presence of Lower Liassic sandstones (Pizana sandstones) and of thick Lower Cretaceous organodetrital limestones (Muráň limestones).

With division of the Tatrides into the Fatric zone — Fatric and Tatric zone — Tatric paleogeographical relations of the Tatrides to the Krížna nappe but also to the Klippen Belt become more clearer. The northern parts of the Krížna nappe with development of the Jurassic and Lower Cretaceous of Vysoká type, equally as the Manín nappe, are derived from the southern slope of the same ridge, on which the Tatric units formed in its norther parts. So in many Core mountains relations between the envelope Mesozoic and Krížna nappe are getting more understandable. As an example I mention the envelope slice of Kadlubek, with a development close to the Vysoká unit situated below the base of the Vysoká nappe.

The tectonic style of the envelope Mesozoic and partly also of the crystalline of the High Tatra is similar as in the Ďumbier massif and Tribeč Mts. This Tatric zone of the Tatrides displays more disctinct tectonic reworking not only of Mesozoic groups but also of the crystalline with probable overthrusting on the more northern Fatric zone. Besides intense refolding and slicing of the envelope groups, folding and wedging in of Mesozoic members amidst the crystalline, tectonic dissection of the crystalline into longitudinal slices thrust

over one another with distinct manifestations of Alpine reworking, are very conspicuous. Participation of thicker crystalline masses in formation of recumbent folds and slices and smaller nappes is not rare. There is, however, not an extensive nappe derived from the southern zones in the conception of B. Lešk o (1977), thrust over the Veporides, even over the Gemerides but mostly a paraautochthonous manifestation.

In the Veľká Fatra, Malá Fatra, Žiar and Strážovská hornatina Mts. the envelope groups of Fatra type display an essentially simpler structure, mainly monoclinal. It is conspicuous that the crystalline cores of these mountain ranges do not display more intense Alpine reworking (with the exception of marginal areas). Amidst the crystalline cores are no deeper folded in and tectonically wedged in Mesozoic members, even no Lower Triassic quartzites.

The envelope groups of Fatra type in the Považský Inovec and Malé Karpaty Mts., thus south of the Jastrabie fault in the so called Danube block in the sense of Fusán (O. F u s á n 1972), display a different tectonic style. In both the mountain ranges the Mesozoic envelope group is located at the outer (northwestern) margin of the crystalline core but also in several strips amidst the crystalline. In the Považský Inovec Mts., amidst paragneisses, migmatites, mica-schists and phyllonites, parallely with distinct Alpine schistosity (dipping southeast), are lying several lenticles, several synclinal strips of deeply sunken Permian and Mesozoic. At the northwestern margin a transition from these deep structures through recumbent subhorizontal folds to the surficial style is visible. The tectonic style is quite similar to that in the Ďumbier massif.

An analogous situation is also in the Malé Karpaty Mts. where complications of the structure are shown not only in folding in of Mesozoic members amidst the crystalline, tectonic contact of Jurassic members with the crystalline (southwestern end in the area of Borinka — Kuchyňa) but also in proved recumbent folds of Mesozoic and Early Paleozoic phyllites and mica schists (M. M a h e ľ 1979). As visible, the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts. (Fig. 3, 4) although with a type of envelope Mesozoic close to that of mountain ranges where the envelope unit is represented by the Fatra type, display a structure similar as in mountain ranges with envelope Mesozoic of Tatric type. The causes of tectonic difference are thus not in the paleotectonic type of the envelope Mesozoic.

The complicated tectonic structure of the envelope Mesozoic, also Alpine reworking at least of a part of the crystalline, are perhaps reflection of deeper overthrusts on the more northern units. In the case of the High Tatra and Ďumbier massif there would be overthrusting of the Tatric zone on the inner parts of the Fatric zone, in the case of the Považský Inovec and mainly of the Malé Karpaty Mts. overthrusting even on the outer margins of the Fatric zone, partly downsucked and underthrust perhaps with a type of crust similar to the Penninic type.

When considering autochthonity or allochthonity of the Tatrides, the existence of the tectonic inlier of the Rechnitzer Serie at the eastern margin of the Alps is necessary to take into account. At the easternmost end of the Alps the Unterostalpin (analogue of our Tatrides) and Oberostalpin are overthrust on the Penninic. This Alpine model should be admitted also at the western end of the Carpathians as far as the Jastrabie fault. In this western

block of the West Carpathians with replacement of the Upper Cretaceous and Paleocene of Gosau type in the peri-klippen area (feature of development of the Alps) more distinct overthrust of the Tatrides on the Penninic partly later than the Paleocene (perhaps Savian), should be taken into account. North-east of the Jastrabie fault where the throw in crust thickness is parallel with the course of the Klippen Belt and where the Fatric type of envelope groups and the accompanying crystalline do not display more intense refolding, the Carpathian model is perhaps valid probably without the Penninic in the basement of the Tatrides, possibly with the exception of the narrow Peri-klippen zone.

Overthrusting and underthrusting of the Tatrides could have taken place already to the end of the Upper Albian and in the Cenomanian as indicated by lacking Upper Albian and Cenomanian in groups of Fatric type. It implies that in the Cenomanian the sedimentation area of the Tatric ridge, Manín zone and adjacent Zliechov trough came nearer or perhaps was directly contiguous to the sedimentation area of the Klippen Belt. (Fig. 5).

In the new paleogeographical conception the Fatric trough represented a back-arc sea, was separated by an island zone, represented by the Klippen Belt, from the Magura ocean — lower structural stage (the Jurassic and Lower Cretaceous) of the Magura unit, mainly the Rača and Bystrica subunits. The conception of the Klippen Belt as a dissected island arc I substantiate by lateral facial variability with abundant so called transitional groups between the ridge, Czorsztyn and trench Kysuca — Pieniny, also between the Pieniny and Klape groups. The Jurassic members of the Klape group possibly deposited in the marginal part of the volcanic "exotic" Pienid ridge. Resemblance of Jurassic and Lower Cretaceous facies of the Malá Fatra and Pieniny groups is conspicuous. Between the Pieniny trench and Fatric trough obviously communications existed, the dividing ridge was dissected or manifested in limited intervals of time only. The conception of the Klippen Belt as island arc makes possible to explain also the principles of the arc-shape of the West Carpathians, a feature characteristic of island arcs.

The new paleogeographical idea facilitates to solve "linking" of the West Carpathian geosyncline with the Eastern Alps. It links the Fatric trough with the Southern Penninic, which occurs not far away from the West Carpathians in the Rechnitzer inlier. It is necessary to take into account that the mentioned envelope groups of Fatric type which are cropping out, represent the southern, obviously more shallow-water part of the Fatric trough. Its northern parts, probably closer to the Penninic (with ophiolites) oceanic type in their character, are partly covered with the Subtatric nappes, partly, in the part bordering with the Klippen Belt, broken up and covered with more inner elements of the Tatrides and downsucked with subduction.

The northern Penninic is linked with the lower part of the Magura nappe. A logical continuation or equivalent analogue of the Klippen Belt in the Eastern Alps is the Ultrapenninic ridge (F. Trauth 1938) or Intrapenninic ridge. The Falknis and Sulzfluh units (R. Oberhauser 1968, R. Trümpy 1970), equally as the Klippen Belt, form a geanticlinal zone or cordiller dissecting the Penninic into the northern and the southern branches.

The continuation of the Magura trough towards the east is mainly the Black Flysch unit with thick diabases and partly the Ceahlau unit, in which the northern ocean "widens" equally as in the Silesian Cretaceous of the West

Carpathians. In the more inner paleogeographical units bifurcation takes place in the East Carpathians. The southern branch of the Fatric zone could be the Szolnok trough, the northern continuation (or en echelon replacement) the Mures trough (Metaliferes zone).

Preložil I. Pevný

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Juraj Tözsér — Michal Kaličiak: **Neovulkanity Maďarska a s nimi spätá metalogenéza** (Košice 12. 12. 1978)

Produkty miocénneho magmatizmu v Maďarsku zastupuje široká škála petrografických a petrochemických typov.

Z kyslých vulkanitov sú najrozšírenejšie ich explozívne fácie pokrývajúce rozsiahle plochy. Vek tohto acidného vulkanizmu je eggenburg — vyššia časť sarmatu a podľa súčasných poznatkov nemá z metalogenetického hľadiska nijaký význam.

Produkty neogénneho intermediárneho vulkanizmu nemajú regionálne rozšírenie, ale sa koncentrujú okolo významných vulkanicko-tektonických uzlov vytvorených križovaním sa význačných tektonických zón smeru SV—JZ a SZ—JV s hlbinným dosahom a budujú v súčasnosti izolované vulkanické celky (Tokajské vrchy, Matra, Cserhát, Börzsöny a Dunazug).

V poslednom desaťročí sa v miestach týchto vulkanicko-tektonických uzlov identifikovali rozsiahle vulkanoplutonické aparáty, ktoré v období báden — sarmat produkovali v podstatnej miere intermediárne vulkanické horniny širšej petrografickej a petrochemickej variácie. S vývojovými etapami týchto aparátov sa v súčasnosti spájajú metalogenetické procesy v jednotlivých pohoriach.

V Tokajských vrchoch, situovaných na križovaní hlbinného zlomu Kulcs — Záhreb so zlomovým pásmom smeru SZ—JV, sa v oblasti Telkibánya identifikovala kolapsovaná kalderová štruktúra so zložitým vulkanotektonickým vývojom sprevádzaným metalogenetickými procesmi. Výsledkom týchto procesov je polymetalická žilno-žilníková a impregnačná mineralizácia lokalizovaná v subvulkanickom telese intermediárneho zloženia, ktoré sa spája s bádenským magmatizmom. Druhým typom, ktorý je výsledkom týchto procesov, je drahokovová žilno-žilníková mineralizácia (vtrúseniny Au, Ag v kremeňovej žilovine s hojným pyritom a lokálnymi malými šošovkami polymetálov) v sarmatských andezitoch. Ďalšie výskyty epigenetickej mineralizácie v Tokajských vrchoch nemajú praktický význam (rumelka pri Sárospataku, zlato pri Rudabányácske atď.).

Pohorie Börzsöny, ktorého súčasťou z vulkanickej stránky je aj pohorie Dunazug, leží na križovaní významných zlomových línií smeru SSV—JJZ, stotožňovaných s krupinským zlomovým systémom, a smeru SZ—JV (tzv. pilišský zlomový systém). V miestach maximálnych vulkanotektonických procesov bol v bádene činný rozsiahly paleovulkán, ktorého centrálnu časť v oblasti Veľkého Börzsönyu dnes predstavuje kaldera. Metalogenetické procesy, ktoré v tejto oblasti nedosiahli väčší rozsah, sa spájajú s vývojovými štádiami kaldery. Ich produktom je mezotermálny pyrotín, pyrit, arzenopyrit, sfalerit, chalkopyrit, bizmut, ďalej zlato a nižšie termálny galenit, sfalerit, pyrit a chalkopyrit. V ostatnom období sa prešetrovala centrálna časť kaldery z hľadiska možnej prítomnosti Cu-porfýrovej mineralizácie. Potvrdila sa prítomnosť subvulkanického telesa dioritového porfyritu v centrálnych častiach kaldery v 600—800 m hĺbke pod alterovaným stratovulkanickým komplexom s nevýraznou pyritovou, pyrotínovou a chalkopyritovou žilníkovo-impregnačnou mineralizáciou. V nadložnom stratovulkanickom komplexe sa zistilo niekoľko nevýrazných žilných štruktúr s polymetalickou mineralizáciou.

Vulkanické pohorie Matra sa viaže na zlomový systém Darnó a jeho kríženie so zlomami smeru SZ—JV. Jeho východná časť (vlastné pohorie Matra) má stratovulkanický štýl stavby, západnú časť (Cserhát) budujú subvulkanické telesá.

Intermediárny vulkanizmus v Matre je bádenského veku. Spodnobádenský a strednobádenský vulkanizmus sprevádza rozsiahla postvulkanická hydrotermálna činnosť, vrchnobádenské andezitobazalty nie sú hydrotermálnymi premenami postihnuté.

Podľa väčšiny maďarských geológov centrálnu časť vulkanického masívu tvorí kolapsovaná kalderová štruktúra. V jej hlbších častiach sa predpokladá prítomnosť doteraz nepotvrdeného subvulkanického telesa. S vývojovými etapami kaldery sa geneticky spája vznik žilného polymetalického (hlavne galenit, sfalerit, pyrit, chalkopyrit a i.) a impregnačného (pyrit, pyrotín, chalkopyrit) zrudnenia. Najznámejšie polymetalické ložiská sú v Gyöngyösoroszi, Mátraszentimre, Bányabércz a Parádsasvár. Z nich sú prvé dve v ťažbe.

AKTUALITY

Nové poznatky o lazulitovej mineralizácii v Tríbeči

JÁN JAHN

New knowledge about the lazulite mineralization in the Tríbeč Mts. (Middle Slovakia)

An epigenetic lazulite mineralization has been found to occur in Mesozoic sequences of the Tríbeč Mts. Mesozoic strata form there a sequence in "envelope" position. Ascertained lazulite mineralization is a product of Upper Cretaceous tectonomagmatic processes although the possibility of Cenozoic age of mineralization may be not excluded. It is supposed that the source of the phosphorus was in the crystalline of the Tríbeč Mts. range.

V spodnom triase obalovej série Tríbeča sa vyskytuje epigenetická lazulitová mineralizácia. Litológia spodného triasu je známa z prác B i e l e h o (1962). Prejavy lazulitovej paragenézy sa našli na dvanástich lokalitách medzi Nitrou a Skýcovom. Na západnom okraji Tríbeča sa lazulit našiel v Súľovciach.

V hydrotermálnych žilách kremeňa je pyrit známy v dvoch generáciách. Staršia generácia geneticky pravdepodobne súvisí so vznikom opisovanej mineralizácie. Kremeň je biely, celistvý a drúzovitý. Obsahuje kostrovito vyleptané dutiny so zvyškami lazulitu s limonitom. Spekularit tvorí ryhované tabuľky alebo krátke žilky. V kremeni sa vyskytuje cinabarit (Zobor) a galenit (Velčice). Baryt tvorí biele tabuľkovité agregáty a krátke žilky. Lazulit je na väčšine lokalít tmavomodrý. Primárna zmena farby sa zistila severozápadne od Jelenca. Minerál je xenomorfný. Tvorí šošovky alebo tenké, niekoľko cm dlhé žilky. V okolí kremeňových žíl (kremence) sa zistil na kóte 405 v skupine Zobora. Zvetrávaním sa povlieka žltozeleným povlakom alebo tvorí svetložltú kôru.

Výskyty sericitu, chloritu a mastenca súvisia s regionálnou dynamometamorfózou. C. V a r č e k — F. R e g á s e k (1962) kladú podobné prejavy mineralizácie spodného triasu do súvisu s tektonomagmatickými procesmi vo vrchnej kriede. Ale úplne nemožno vylúčiť ani vplyv terciérneho magmatizmu aspoň na časť tunajšej mineralizácie.

Lazulit nie je známy z kryštalinika Tríbeča. Fosfor sa viaže na apatit, známy aj z rudných žíl vo východnej časti pohoria (Brezovo). Ale kryštalinikum Tríbeča teoreticky predstavuje reálny zdroj mineralizovaných roztokov uvedenej lazulitovej paragenézy.

Doručené 16. 2. 1979

Mineralia slovaca, 11 (1979), 3, 279—281, Bratislava

DISKUSIA

Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika?

JÁN MELLO*

Belong the higher Subtatric nappes and the Silica nappe to the Gemeric unit?

The Silica nappe lies tectonically everywhere over the Gemeric unit, therefore should be not its constitutive part. This nappe belongs to a new tectonic unit of the Western Carpathians named as Silicic probably together with the so called higher Subtatric nappes.

V našej geologickej literatúre sa často používa termín gemeridné mezozoikum. Označujú sa ním nielen mezozoické horninové masy oberostalpínskeho typu nachádzajúce sa v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria, Stratenskej hornatiny, Galmusa, Muránskej planiny a Slovenského krasu („severogemeridné mezozoikum", „juhogemeridné mezozoikum"), ale od interpretácie J. Bystrického (1964, 1973), A. Bieleho — J. Bystrického — O. Fusána (1968) a D. Andrusova — J. Bystrického — O. Fusána (1973) sa používa aj na označenie príslušnosti tzv. vyšších subtatranských príkrovov (höchsten subtatrischen Decken sensu D. Andrusov 1939, Obersubtatrika sensu D. Andrusov 1968).

Opodstatnenosť zaraďovať tieto prevažne triasové komplexy do gemerika sa stala spornou po vymedzení silického príkrovu (H. Kozur — R. Mock 1973, D. Andrusov 1975) a po ďalšom spresnení jeho rozšírenia a náplne (J. Mello et al. 1975, H. Kozur — R. Mock 1977 a i.).

Silický príkrov je rozsiahle horizontálne alebo subhorizontálne uložené príkrovové teleso, dnes už rozrušené mladšou tektonikou a eróziou, ktorého litostratigrafickú náplň tvoria horninové komplexy oberostalpínskeho typu nepostihnuté účinkami metamorfózy. V Spišsko-gemerskom a Veporskom rudohorí, Stratenskej hornatine a Galmuse, v Slovenskom krase, Rudabánskych vrchoch a možno aj v Bükku je nasunutý na rozlične metamorfované komplexy.

V podstate takto ho pod názvom „Decke des inneren Gürtels" (Ostalpin 2 + 3) vyčlenil už V. Uhlig (1907), ale prešlo viac ako pol storočia, kým sa jeho náhľad prijal. Je zaujímavé, že J. Uhlig vymedzil aj príkrov Maďarského stredohoria, ktorý sa spomína čoraz častejšie (Decke des Ungarischen Mittelgebirges — Ostalpin 4) a pokladal ho za vyšší ako „Decke des inneren Gürtels".

* RNDr. Ján Mello, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Metamorfované komplexy v podloží silického príkrovu sa dnes zaraďujú do gemerika a veporika, príp. bukovika. Vzhľadom na otázku z úvodu nášho príspevku je dôležité zdôrazniť najmä príkrovovú pozíciu silického príkrovu na gemeriku, resp. bukoviku, čo možno zreteľne pozorovať tak na juhu v Slovenskom krase (napr. v údolí Čremošnej a Blatnice pri Bôrke, v Turnianskej kotline a inde), v strede (Kobeliarovo, Radzim, Spitzenhügel), ako aj na severe Spišsko-gemerského rudohoria (Galmus, príkrovové trosky pri Kojšove a Košickej Belej). Ťažšie sa plocha príkrovového nasunutia hľadá iba v Stratenskej hornatine. Je alebo na báze strednotriasového karbonátového komplexu (I. Varga 1978), na báze spodnotriasových súvrství, alebo prebieha neidentifikovaná v paleozoických horninách.

Podobný problém s hľadaním bázy silického príkrovu ostatne existuje na jednom mieste aj v Slovenskom krase, kde sa už existencia silického príkrovu všeobecne uznáva. V brusníckej antiklinále spodnotriasové súvrstvia silického príkrovu plynule (?!) prechádzajú do permských, ktoré transgresívne spočívajú na staropaleozoických, ktoré sa porovnávajú s gelnickou sériou. Paleozoikum brusníckej antiklinály je teda alebo súčasťou silického príkrovu, alebo je gemeridné. V tomto prípade sa plocha príkrovového nasunutia identifikuje aspoň tak ťažko ako v Stratenskej hornatine.

Ak silický príkrov spočíva na gemeriku (a nielen na ňom) všade v tektonickej pozícii, nemôže ísť zároveň o jeho súčasť. Preto je nesprávne označovať horninové komplexy silického príkrovu ako gemeridné.

Silický príkrov patrí do novej tektonickej jednotky prvého radu, ktorá bola označená ako silicikum (J. Mello in J. Mello et al. 1976, tiež in T. Gregor et al. 1976, J. Mello — M. Polák 1978).

Takáto interpretácia, ako na to poukázal už A. Biely (1977), sa však musí odraziť aj v novom tektonickom zaradení trosiek tzv. vyšších subtatranských príkrovov, ktoré, podobne ako silický príkrov, nemožno naďalej pokladať za gemeridné.

To, či sa príkrov Drienka, strážovský, nedzovský, jablonický, havranický a veternícky príkrov, ako aj príbuzné vývoje v podloží stredoslovenských neovulkanitov zaradia do jednotky silicika alebo hronika, záleží od toho, či sa bude akceptovať predstava o tektonickej a faciálnej samostatnosti týchto príkrovov (D. Andrusov 1939, 1968, 1975, A. Biely — J. Bystrický — O. Fusán 1968, D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973), alebo sa budú pokladať iba za faciálne odlišné šupiny alebo digitácie chočského príkrovu. Prvá alternatíva, teda samostatnosť a zaradenie do silicika, sa zdá byť t. č. opodstatnenejšia.

Domovská oblasť silicika nie je doteraz presne známa, predbežne sa odvodzuje alebo z „gemerskej jazvy" (H. Kozur — R. Mock 1973, D. Andrusov 1975, H. Kozur — R. Mock 1977, R. Mock 1978) alebo z oblasti Szendrö (Szendrö-silicikum, M. Maheľ 1978).

Je možné, že ani jedna z týchto alternatív nebude konečná, pretože proti obidvom možno uviesť vážne námietky. V prvom prípade je to ťažko vysvetliteľný mechanizmus presúvania príkrovov na dve strany, v druhom prípade nemožno uspokojivo vysvetliť niektoré faciálne a paleogeografické fakty (H. Kozur — R. Mock 1977).

Skutočné gemeridné mezozoikum treba hľadať v nadloží rožňavsko-železníckej série, kde sú šupiny meliatskej série najčastejšie, ale to, či táto séria patrí naozaj do jednotky gemerika alebo bukovika (M. Maheľ 1975, K. Szepesházy 1975), nie je doteraz vyriešené.

Doručené 4. 1. 1979

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1939: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. Mitt. Geol. Gesell (Wien), Bd XXX (1937), S. 157—185.

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpathen. Bratislava, Vyd. SAV. 188 S.

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

Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geological excursions. X Congress of CBGA. Bratislava, Geologický ústav D. Štúra, p. 1—47.

Biely, A. 1977: „Gemerikum" v Tríbečskom pohorí. ["Gemericum" dans la montagne de Tríbeč (Res.)]. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 67, s. 163—168.

Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales. Rep. XXIIIrd Session IGC, Prague 1968, Sect. 3 Orogenic Belts, p. 87—92.

Bystrický, J. 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Spr. geol. výsk. v roku 1963, Bratislava.

Bystrický, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion D. X. Congr. of KBGA. Bratislava, Geol. Inst. D. Štúr, 137 p. + Supplement 21 p.

Gregor, T. et al. 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape, list Jelšava 1 : 25 000. Manuskript — GÚDŠ Bratislava — AP 5 702. 124 s.

Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 2, S. 365—374.

Kozur, H. — Mock, R. 1977: Conodonts and Holoturian Sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). Acta mineral. petrogr. (Szeged), 23/1, p. 109—126.

Maheľ, M. 1978: Some Particularities of Development of the European Alpides and West Carpathians Mainly from the Viewpoint of New Global Tectonic. Geol. zbor. Geologica carpath (Bratislava), 29, 1, p. 1—18.

Maheľ, M. 1975: Postavenie gemerika. — Position of Gemeric. Mineralia slov., 7, 3, s. 33—52.

Mello, J. et al. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a priľahlej časti Čiernej hory. Mineralia slov. 7, 4, s. 29—63.

Mello, J. et al. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Kameňany — GÚDŠ Bratislava.

Mello, J. — Polák, M. 1978: Facial and Paleogeographical Outline of the West Carpathians Middle Triassic (Illyrian — Langobardian). In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, p. 301—314.

Mock, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát (Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians). In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, s. 321—341.

Szepesházy, K. 1975: Az északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. (Geological Setting of the NE-Carpathians and Their Position in the Carpathian Systém). Általán. földt. szemle (Budapest), 8, p. 25—59.

Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. (Wien), 116, 1.

Varga, I. 1978: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians. Mineralia slov., 10, p. 385—441.

Dušan Hovorka — Pavol Fejdi: **Materiál vrchného plášťa v mladokenozoickej provincii alkalických olivinických bazaltov/bazanitov Západných Karpát** (Prednesené v Košiciach 16. 3. 1978)

Alkalické olivinické bazalty/bazanity a podobné nenasýtené bázické efuzíva mladokenozoickej provincie vnútorných Západných Karpát tvoria charakteristickú, výrazne „postorogénnu" formáciu alkalických olivinických bazaltov s. l. V efuzívach tejto provincie sme v oblasti Podrečany—Lučenec—Fiľakovo zistili typické štvorfázové uzavreniny spinelových lherzolitov. Uzavreniny (xenolity) majú variabilnú veľkosť a rozmanitý tvar. Vyznačujú sa vysokou zachovanosťou. Na styku s uzavierajúcimi efuzívami a pyroklastikami sú vyvinuté úzke reakčné lemy.

Pre uzavreniny je charakteristická často pozorovateľná translácia minerálov uzavrenín, ich undulóznosť, príp. ohnutie až ruptúry. Podľa týchto znakov, chemického zloženia minerálov a pozorovaných optických vlastností predpokladáme, že asociácia vznikla v podmienkach vrchného plášťa. Uzavreniny sú najpravdepodobnejšie refraktorným reziduom, ktoré na zemský povrch vyniesol parciálny výtavok materiálu vrchného plášťa (pyrolitu), pričom sám parciálny výtavok má charakter alkalických olivinických bazaltov s. l.

Minerály skúmaných uzavrenín majú nasledujúci charakter: olivín (Fo_{90}), ortopyroxén ($En_{90}Fs_{10}$), klinopyroxény patria do skupiny chrómdiopsidov; prítomné spinely sú reprezentované Cr—Al-typmi. Pre štvorfázové uzavreniny je typickým minerálom tyrkysovozelený chrómdiopsid, ktorý z hornín kôrového pôvodu nie je známy. Výrazným fenoménom je aj prítomnosť exsolučných lamiel v ortopyroxénoch. Tieto lamely, ktoré tvorí monoklinický pyroxén, zaraďujú ortopyroxény do bushveldského typu. Exsolučné lamely sú dôkazom vzniku ortopyroxénov, a tým aj uzavrenín za vysokej teploty a pomalej kryštalizácie, čo vylučuje vznik uzavrenín kryštalizáciou z bazaltickej taveniny.

Na uzavreniny spinelových lherzolitov sa priestorovo viažu aj megakryštály pyroxénov a amfibolov. Dosahujú veľkosť 5 cm. Chemickým zložením zodpovedajú pyroxény augitom, amfiboly majú zloženie kaersutitov.

Prítomnosť bádaných uzavrenín v horninách provincie postorogénnych alkalických olivinických bazaltov s. l. je jednak odrazom extrémne rýchleho výstupu bazaltickej taveniny z vrchného plášťa, jednak odrazom tenkej kôry v oblasti ich vystupovania.

J. Čadek: **Fyzikálně-chemický model uran-zirkoniové mineralizace v severních Čechách**

Model mineralizace byl konstruován na základě programu pro samočinný počítač Siemens. Řeší optimální podmínky transportu a vylučování U a Zr při nízkých teplotách s použitím dostupných fyzikálně-chemických konstant pro pevné i rozpuštěné složky U a Zr. Model ukázal, že transport U a Zr probíhal nejspíše v kyselém prostředí (pH < 5,5) za přítomnosti zvýšeného obsahu fluoru. Prostředí bylo oxidační a slabě redukční. K vylučování docházelo z roztoků redukčních (< O mV), přičemž nízký redox potenciál byl udržován přítomností organických látek a sulfidů v mineralizované zóně. Nejzávažnějším faktorem při vylučování byla hydrolýza, ke které docházelo působením rozptýlených pevných fosfátů v mineralizovaných horninách a karbonátových hornin v jejich nadloží. Uran byl transportován ve formě uranylového komplexu, komplexů uranu s fluorem, komplexu U^2OOH^+ a uranyl karbonátových komplexech.

Mineralia slovaca, 11 (1979), 3, 283—284, Bratislava

KRONIKA

Zomrel RNDr. Ján Valach



Náš dlhoročný spolupracovník RNDr. Ján Valach, prenasledovaný ťažkou chorobou, 17. októbra 1978 zomrel. V myšlienkach sa nám vynárajú momenty z minulosti, spoločne prežité v teréne pri geologickom mapovaní, pri mikroskope či pri vášnivých rozhovoroch o odborných problémoch z vlastnej práce alebo z literatúry. Spomíname si na veselé i smutné chvíle, na spoločné zážitky a v myšlienkach sa nám odvíja priebeh jeho života.

RNDr. Ján Valach sa narodil 18. decembra 1928 v Tuhári pri Lučenci. Po absolvovaní lučenského gymnázia v roku 1949 študoval na Fakulte geologicko-geografických vied v Bratislave. Štúdium úspešne ukončil v roku 1953. Pre výborné študijné výsledky ostal pracovať na fakulte na katedre mineralógie ako asistent, potom ako odborný asistent. Svojou prácou sa rýchle dostal na úroveň vysokokvalifikovaných odborníkov. Potreboval širší priestor na overenie vedomostí, preto na vlastnú žiadosť odišiel roku 1956 do praxe, na Ústav stavebnej geológie v Žiline, kde pracoval ako petrograf vyvretých a metamorfovaných hornín.

Po reorganizácii v roku 1958 pracoval v Geologickom prieskume v Turčianskych Tepliciach. Bol odborným geológom (1958—1959), geologickým námestníkom podnikového riaditeľa (1959—1961), vedúcim geológom závodu Nová Baňa (1961—1962), vedúcim skupiny neovulkanitov (1962—1967), vedúcim geologického strediska v Turčianskych Tepliciach (1967—1971) a v Banskej Bystrici vedúcim odbornej skupiny (1971—1974) a odborným geológom (1974—1978).

Nemôžeme zabudnúť na jeho organizačné schopnosti a jemu vlastnú iniciatívu pri organizovaní seminára o zrudnení v neovulkanitoch, celoštátnej konferencie Nové metódy vyhľadávania rudných ložísk v decembri 1965, a najmä na úspešný priebeh XVI. zjazdu Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu s exkurziou v oblasti Vígľašskej Huty.

Na odbornom poli vyvíjal bohatú činnosť už od čias štúdia. Pracoval na čiastkových úlohách výskumu pegmatitov a granitov v Malých Karpatoch, potom na geo-

logickom mapovaní kryštalinika a výskume ložísk v Nízkych Tatrách a v oblasti Vígľaša. Ďalej sa venoval otázkam petrografie a ložísk v okolí Vígľašskej Huty a Kalinky. Študoval charakter vulkanizmu pohoria Vtáčnik a neskoršie so skupinou geológov reambuluje staré geologické mapy a robí rozsiahle geologické mapovanie.

Vrátil sa aj do rodného kraja a tam v rámci úlohy Lučenská kotlina riešil problém alunitov v pohorí Javorie s kladnými výsledkami. Spolupracoval ešte na viacerých problémoch, z ktorých treba spomenúť prieskum ložiska ortuťových rúd Veľká Studňa, petrografické štúdium hornín permu z okolia ložiska Špania Dolina a hornín z oblasti Banskej Štiavnice a Kremnických vrchov.

Výsledky dosiahnuté pri vyhľadávaní a prieskume ložísk nerastných surovín hlboko analyzoval, čo vyústilo do niekoľkých publikovaných vedeckých štúdií zaoberajúcich sa možnosťou existencie ďalších zrudnení v stredoslovenských neovulkanitoch, rudnými indíciami v pohorí Vtáčnik, asociáciou molybdenitu a fluoritu v neovulkanitoch a poznaním hydrotermálnych premien. Podlomené zdravie mu v posledných rokoch už nedovoľovalo pracovať naplno. Nestačil doriešiť zaujímavé problémy, nechal ich druhým, ktorí budú v jeho práci pokračovať.

Prestalo tĺcť verné srdce geológa. Bude nám chýbať sklonený nad mikroskopom, konzultujúci nad vzorkami rodnej zeme. Tej zeme, ktorú skúmal, poznával, obdivoval, odhaľoval jej tajomstvá a mal tak rád a ktorá ho 19. októbra 1978 prijala ako svojho verného syna. Jeho pamiatka ostane navždy medzi nami.

Miroslav Slavkay

Zoznam publikovaných prác RNDr. Jána Valacha:

Valach, J. 1954: Žulové pegmatity Malých Karpát. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 1, s. 98—100.

Valach, J. 1954: Predbežná správa o výskume niektorých pegmatitov slovenského kryštalinika. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 1, s. 25—32.

Valach, J. — Gorek, J. 1954: Pegmatity severozápadnej časti Vysokých Tatier. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 5, s. 93—97.

Valach, J. 1956: Príspevok k poznaniu hydrotermálne premenených hornín v doline Križianka (Nízke Tatry). Geol. práce, Spr. (Bratislava).

Valach, J. 1964: Niektoré nové poznatky o geologických pomeroch oblasti Vígľašskej Huty. Spr. geol. výsk.

Valach, J. 1964: Správa o šľichometrickej prospekcii oblasti Poľany. Spr. geol. výsk.

Valach, J. 1965: O možnosti existencie ďalších zrudnení v stredoslovenských neovulkanitoch. Geol. průzk., 1, č. 3.

Valach, J. 1965: Geologické a ložiskové pomery v okolí Vígľašskej Huty a Kalinky. Zjazdový sprievodca ČSMG. Žilina, s. 162—175.

Valach, J. 1966: Niektoré nové poznatky o geologicko-petrografických pomeroch oblasti Vígľašská Huta — Kalinka. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 38, s. 5—30.

Valach, J. — Knésl, J. 1972: Rudné indície v pohorí Vtáčnik. Geol. průzk., 14, č. 5.

Valach, J. — Kušík, R. 1973: Asociácia molybdenitu a fluoritu v neovulkanitoch Vtáčnika. Mineralia slov., 6.

Valach, J. 1973: Intrusions of diorite porphyry and gabbrodiorite porphyry. In: Core Mountains and Veporide Crystalline Complexes Paleozic of Gemerides and Neovolcanics of Central Slovakia (The West Carpathians). Sprievodca k exkurziám X. KBGA.

Valach, J. 1955: Petrografické pomery okolia Tuhára. Geol. práce. Spr. (Bratislava), 3.

Böhmer, M. — Valach, J. 1956: Predbežná správa o výskume antimonitových ložísk v Dúbrave na severnom svahu Nízkych Tatier. Geol. práce. Spr. 1 (Bratislava), 7.

Cambel, B. — Valach, J. 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geol. práce. Zoš. (Bratislava), 42.

Z činnosti kežmarských členov Mineralogickej spoločnosti v Jene

Významnou udalosťou v dejinách mineralógie na Slovensku koncom 18. storočia bolo založenie Mineralogickej spoločnosti v Jene roku 1796. Pracovalo v nej mnoho významných prírodovedcov, ktorí neskôr podrobne topograficky spracúvali banícke oblasti na Slovensku a vo forme listov posielali správy o mineráloch zo Slovenska do Jeny. Spolu s nimi posielali aj kolekcie minerálov, ktoré opisovali a zverejňovali neskôr významní nemeckí mineralógovia, zaraďovali ich do mineralogických príručiek a tak rozširovali poznatky o mineráloch zo Slovenska. Členovia jenskej mineralogickej spoločnosti zo Slovenska pôsobili prevažne vo vtedajších vedeckých centrách prírodovedného výskumu Slovenska, a to v Bratislave (Jozef Calovino, Štefan Lumnitzer, Andrej Szluchoviny, Adam a Juraj Zechmeister), Banskej Štiavnici (František Drevenyak, Michal Höring, Jozef Jónás, Ján Möhling, Ferdinand Pálfy von Erdöd, Michal Patzier, Gedeon Ráday, František Reichetzer, Alojz Wehrle), Kežmarku (Ján Genersich, Kristian Genersich, Ján Gömöry, Daniel Mihalik, Karol Nadler, Michal Pfeifer, Adam Podkonický, Michal Stark), Levoči (Samuel Dianovský, Ján Samuel Fuchs, Samuel Genersich, Ján Samuel Hauser, Andrej Kralovanszky, David Schreter, Ján Peter Schuster), Banskej Bystrici (Friedrich Baader, Samuel Ambrózy, Johann Michal Rárus, Ladislav Szentiványi, Ján Kristian Zimmermann, Kristian Zipser), Sp. Novej Vsi (Ján Andrej Czirbes, Karol Juraj Rumy, Tobiáš Steller, Michal Theil, Samuel Zacher), Prešove (Zigmund Carlovský, Kristian Krieger, Jozef Patzovský, Albert Patzovský, Matej Sennonitz, Daniel Szontag), v Gelnici (Andrej Ludwig Gabora, Ján Samuel Klein), Smolníku, Košiciach, v Rožňave a inde.

Historický výskum činnosti členov Mineralogickej spoločnosti v Jene je iba v počiatkoch, ale aj tak už možno konštatovať, že ich činnosť pri zbere, výskume a topografickom opise minerálov zo Slovenska bola veľmi aktívna, najmä v prvej štvrtine 19. storočia, keď vyšli aj dve topografické mineralogické práce K. A. Zipsera (roku 1817) a J. Jónása (1820). Okrem týchto prác vtedajšiu uhorskú mineralogickú literatúru obohatil roku 1822 deväťrečový mineralogický lexikon konrádovského rodáka Michala Kovátsa (1768—1851), tabulárneho sudcu v Pešti, ktorého za túto prácu vymenovali za člena Mineralogickej spoločnosti v Jene.

Jedným z významnejších centier mineralogickej práce na Slovensku v minulosti bol Kežmarok. Na jeho preslávenom lýceu pôsobilo viacero významných prírodovedcov, s ktorých menami sa veľmi často stretáme aj pri štúdiu dejín mineralogických vied na Slovensku. Jedným z nich bol aj Ján Asbóth (1768—1823), ktorý pôsobil v Kežmarku posledné štyri roky 18. storočia ako profesor filozofie a fyziky. Práve vtedy sa stal korešpondujúcim členom Mineralogickej spoločnosti v Jene. Z jeho korešpondencie s riaditeľom mineralogickej spoločnosti J. G. Lenzom je známy obsah listu, ktorý mu napísal 4. apríla 1798 v Kežmarku. Profesor Asbóth v ňom vyzdvihol dôležitosť mineralogickej spoločnosti pre Uhorsko. Dúfal, že mineralógiu tejto krajiny bohatej na nerasty opíšu uhorskí prírodovedci, lebo dovtedy oboznamovali verejnosť s mineralogickým svetom Uhorska iba stručné opisy cudzozemských vedcov. Asbóth napísal viacero vedeckých prác a publikoval ich v odborných časopisoch, niekoľko aj samostatne. Počas pôsobenia v Kežmarku napísal učebnicu prírodopisu, ktorá zostala v rukopise. Dostala sa do pozostalosti J. K. Rumyho a potom do Národného múzea v Pešti.

Žiada sa spomenúť, akou mierou prispieval Asbóth počas svojho pôsobenia v Kežmarku k rozvoju jenskej mineralogickej spoločnosti. Písal o tom aj v spomenutom liste a ročenke spoločnosti Annalen der Societät für die gesammte Mineralogie in Jena,

ktorú zostavil Lenz roku 1801, sa uvádza, že ho za mimoriadne zásluhy o rozvoj tejto spoločnosti ocenili. Jedným z výsledkov jeho mineralogických štúdií, ku ktorým ho zrejme podnietilo členstvo v mineralogickej spoločnosti, je štúdia Topographisch-mineralogische Beschreibung des Felsenkessels in welchem der grüne See auf den Karpathen eingeschlossen ist, und des Kopperschächter-oder des weissen Wasserthales, das sich von dem grünen See bis zum Popperflus fortzieht", uverejnená v časopise Topographisches Taschenbuch für Ungarn roku 1802, ktorý vydával Samuel Bredetzký v Oedenburgu.

Predstavený J. Asbótha, rektor kežmarského lýcea Adam Podkonický (?—1820), rodák z Banskej Bystrice, bol ďalším členom Mineralogickej spoločnosti v Jene. V sídle spoločnosti sa roku 1772 zapísal na univerzitu, študoval rozličné vedné odbory a roku 1776 ho po skončení štúdií poslali za profesora na lýceum v Kežmarku. Neskôr sa stal jeho rektorom. Treba upozorniť na Podkonického prácu o železných rudách a cementačnej medi. Tá už bola zhodnotená v druhej polovici 18. stor., a to so zreteľom na úroveň všeobecných poznatkov o anorganickej prírode na Slovensku. Z. Schmidt, J. Baran a J. Jancsy ju pokladali za krok späť, aj keď jeho výklad o vzniku cementačnej medi bol na úrovni doby a bol lepší ako jeho predstavy o vnútornej stavbe kovov, kde sa ešte pridržal zastaraných náhľadov vychádzajúcich z predstáv alchymistov.

Zástupcom rektora Podkonického sa roku 1799 po dvojročných štúdiách v Jene stal Michal Stark (1777—1812), rodák z Javoriny, kde jeho otec pôsobil ako evanjelický farár. Stark prednášal na lýceu mineralógiu, ale o jeho mineralogických výskumoch vieme iba veľmi málo. V Lenzovej ročenke z roku 1801 sa uvádza ako kandidát mineralogickej spoločnosti a v archíve spoločnosti sa zachoval jeho list Lenzovi, ktorý mu bol roku 1797 profesorom. Písal ho v Kežmarku pravdepodobne roku 1799, keď sa vrátil domov zo štúdií. Opísal v ňom svoju cestu z Jeny cez Prahu, Viedeň, Šopron, Bratislavu, Banskú Štiavnicu a Banskú Bystricu do Kežmarku.

Z obsahu tohto zaujímavého listu, ktorý rozšíril okruh našich poznatkov o členoch Mineralogickej spoločnosti v Jene zo Slovenska, si mimoriadnu pozornosť zaslúži údaj, že o sesterskej spoločnosti v Kežmarku napíše Lenzovi inokedy. Nevie sa, o akú spoločnosť v tomto prípade išlo, preto by bolo treba hlbšie skúmať, či aj v Kežmarku nebola mineralogická spoločnosť, a to nielen zo Starkovej korešpondencie, ak sa zachovala aj ďalšia, ale aj z korešpondencie ďalších kežmarských členov Mineralogickej spoločnosti v Jene.

Ešte počas štúdií na univerzite v Jene sa stal členom mineralogickej spoločnosti aj ďalší profesor evanjelického lýcea v Kežmarku Daniel Mihalik (1767—1840). V Jene začal roku 1796 študovať prírodné vedy a zdokonaľovať sa vo filozofii. Mihalik bol rodákom z Hýb a tam absolvoval aj základné školy. Na vyššie štúdiá do Dobšinej odišiel roku 1785, a pretože jeho rodičia roku 1777 úplne vyhoreli, poskytovala mu na štúdiá štipendium obec. Roku 1789 odišiel do Kežmarku a odtiaľ roku 1793 do Debrecína, potom roku 1800 odišiel na štúdiá do Sárospataku. Od 17. apríla 1801, keď sa vrátil do Kežmarku, až do svojej smrti 15. novembra 1840 pôsobil ako profesor. Presnejšie údaje o jeho činnosti v Mineralogickej spoločnosti v Jene doteraz nie sú k dispozícii. Podobne nemáme podrobnejšie poznatky ani o činnosti Michala Pfeiffera (1721—1809), rodáka z Kežmarku, kde po skončení štúdií pôsobil ako úradný lekár.

Významnú úlohu v činnosti mineralogickej spoločnosti zohrali Genersichovci, z ktorých najaktívnejším bol Kristián Genersich (1759—1825). Narodil sa 4. januára 1759 v Kežmarku a tam absolvoval aj základné štúdiá. V štúdiách pokračoval v Debrecíne a po návrate sa učil slovenčinu u duchovného Martina Lautscheka vo Vyšnej Slanej. Neskôr študoval v Kežmarku a v Bratislave a roku 1778 sa zapísal na univerzitu v Jene, odkiaľ odišiel na univerzitu do Utrechtu. Do vlasti sa vrátil roku 1784. Začínal na gymnáziu vo Vyšnej Slanej v Gemeri a odtiaľ ho roku 1786 povolali za konrektora do Kežmarku. 25. januára 1789 sa stal evanjelickým duchovným, ale ďa-

lej prednášal na lýceu pastorálnu teológiu, homiletiku a cirkevné práva. Vo voľnom čase sa zaujímal o mineralógiu, históriu a kreslenie. Mnoho cestoval po náleziskách minerálov. Veľakrát prešiel Tatry, odkiaľ si zozbieral veľmi pekné a významné exponáty. V uhorskom národnom múzeu sa zachoval rukopis katalógu jeho mineralogických zbierok, podrobný opis Karpát a jeho listy s Rumym od 1800 do roku 1824. Publikoval viacero prác o mineralogických a geologických pomeroch Karpát, najmä Tatier. Tieto práce naša historická literatúra ešte nezhodnotila.

Z jeho činnosti v mineralogickej spoločnosti sa zachoval list, ktorý písal Lenzovi 7. apríla 1800 z Kežmarku, keď ho mineralogická spoločnosť prijala za korešpondujúceho člena. Ďakuje mu za prijatie do spoločnosti a teší sa, že bude mať príležitosť dostať sa do korešpondencie s osobami, od ktorých získané poznatky „nahradia mu to, čo chýba k lepšiemu využitiu mineralogických pokladov Uhorska". Oboznamuje Lenza s medenou žilou v pohorí Spiš. Píše, že je aj niekoľko ďalších žíl, ktoré prechádzajú do hĺbky. Rudou je tu výlučne antimón, ale žily obsahujú aj zlatonosný markazit. Ubezpečuje ho, že len čo mu to ročné obdobie dovolí, precestuje celé pohorie, a čo nájde, pošle spoločnosti.

Aj jeho brat Samuel Genersich (1768—1844) vyvíjal aktívnu činnosť a už roku 1801 ho ocenili za mimoriadne zásluhy o rozvoj spoločnosti. Narodil sa 14. februára 1768 v Kežmarku. Po štúdiách v rodnom meste pokračoval na viedenskej univerzite ako poslucháč lekárskych vied a získal lekársky diplom. Po skončení ho mesto Levoča zvolilo za hlavného lekára. Tam pôsobil až do smrti roku 1844.

Ďalším bol profesor teológie Ján Genersich (1761—1825). Ani o jeho činnosti v mineralogickej spoločnosti nemáme bližšie údaje.

Záverom uvedieme ešte prácu Andreja Kralovanszkého, rodáka z Kraľovian, ktorý sa stal členom mineralogickej spoločnosti ako jeden z absolventov univerzity v Jene. Do Jeny prišiel po ročnom štúdiu vo Wittenbergu roku 1787. V roku 1789 ho vymenovali za profesora na kežmarské lýceum, ale odtiaľ roku 1793 odišiel za rektora do Prešova. Z Prešova odišiel 19. januára 1803 do Šopronu a tam aj zomrel. Okrem jeho práce Naturalis historiae compendium (Levoča 1795) uvádza Szinyei, že sa v archíve Maďarskej akadémie vied zachovalo 8 listov z jeho korešpondencie s J. K. Rumym. Keďže Rumy bol s profesorom Lenzom vo veľmi úzkom priateľskom styku, môžu byť tieto listy dôležitým prameňom poznatkov o vedeckej práci A. Kralovanszkého.

Do akej miery sa zapájali do činnosti Mineralogickej spoločnosti v Jene ďalší členovia pôsobiaci v Kežmarku, nie je doteraz bližšie známe. Preto sme do prehľadu nezaradili mnoho ďalších členov, o ktorých je doteraz známe iba to, že boli členmi mineralogickej spoločnosti. Získanie ďalších poznatkov o ich činnosti bude predmetom intenzívneho výskumu v budúcnosti. Preto túto prácu možno pokladať za sumarizáciu doterajších poznatkov, ktoré naznačili, že súborné spracovanie tejto problematiky bude cenným príspevkom do dejín mineralogických vied na Slovensku.

Ivan Herčko

LITERATÚRA

Benedek, K. 1942: A jénai ásványtani társaság magyar tagjai. Levelek a magyar felujulás szellemi életének történetéhez. Budapest.

Herčko, I. — Franke, H. 1977: Prvé poznatky o členstve Slovákov v Mineralogickej spoločnosti v Jene (NDR). Mineralia slov., 9, s. 319—320.

Lenz, I. G. 1801, 1802, 1804: Annalen der Societät für die gesammte Mineralogie in Iena.

Salomon, J. 1958/59: Geschichte der Societät für die gesammte Mineralogie zu Jena. Wissenschaftliche Zeitschrift der Friedrich Schiller. Universität Jena (Thüringen. Jahrg. (Berlin), 8.

Schwabe, I. F. H. 1801: Historische Nachricht von der Societät für die gesammte Mineralogie in Iena. Iena.

Szinnyei, J. 1891—1909: Magyar írok élete és munkái. 1.—14. köt. Budapest.

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 11, číslo 3, jún 1979
Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 893 31 Bratislava, tel. 3314 41 až 45. Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Stará Spišská cesta, 040 51 Košice, tel. 385 32. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Registračné číslo: SÚTI 9/11. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 49, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Imprimované dňa 11. 6. 1979. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.-, ročné predplatné Kčs 90.—.
Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava
The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1979.

Ján Mello: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? — Belong the higher Subtatric nappes and the Silica nappe to the Gemeric unit? 279

KRONIKA — CHRONICLE

Miroslav Slavkay: Zomrel RNDr. Ján Valach 283
Ivan Herčko: Z činnosti kežmarských členov Mineralogickej spoločnosti v Jene 285

AKTUALITY — NEWS

Ivan Čillík: Geochemicko-parageneticke asociácie niektorých prvkov na južných svahoch Nízkych Tatier — Geochemical and paragenetical associations of some elements on the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. 261
Ján Jahn: Nové poznatky o lazulitovej mineralizácii v Tríbeči — New knowledge about the lazulite mineralization in the Tríbeč Mts. (Middle Slovakia) 278

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

K. Hyánková: Zrážková voda ako potenciálny zdroj znečistenia podzemnej vody bratislavskej oblasti 228
Z. Čadková: Regionální fónový výzkum Českého masívu 228
J. Tözsér — M. Kaličiak: Neovulkanity Maďarska a s nimi spätá metalogenéza 277
D. Hovorka — P. Fejdi: Materiál vrchného plášťa v mladokenozoickej provincii alkalických olivinických bazaltov/bazanitov Západných Karpát 282
J. Čadek: Fyzikálně-chemický model urán-zirkoniové mineralizace v severních Čechách 282

RECENZIE

Z. Marešová: Geochemická prospekce sulfidických ložisek v tropech (F. Mrňa) 237
D. Hovorka: Proischoždenije magmatičeskich formacii (N. F. Šinkarev) . . . 245

49374

VYDAVATEĽ:

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

