

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 11 • ČÍSLO 6

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1979

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

Redakčná rada: RNDr. Juraj ANTAŠ, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., akademik Bohuslav CAMBEL, RNDr. Jozef ČVERČKO, CSc., RNDr. Miroslav HARMAN, CSc., prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ, RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., Ing. Ján KOZAČ, Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., akademik Michal MAHEL, 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 TAPÁK, CSc., prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Imrich VARGA

Technický redaktor: p. g. Ján KOBULSKÝ

OBSAH — CONTENTS

- Dušan Hovorka — Ján Mihalov — Karol Ondrejko*: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudňan — Amphibolite facies metamorphites in the Rudňany area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians) . . . 481
- Bohuslav Cambel — Miloslav Khun*: Distribúcia a korelácia stopových prvkov v čiernych bridliciach kryštalinika Malých Karpát — Distribution and correlation of trace elements in black shales of the Malé Karpaty Mts. crystalline (SW Slovakia) . . . 507
- Štefánia Dávidová — Juraj Macek — Ľubica Vilinovičová*: Príspevok k metodike určovania triklinity draselných živcov röntgenovou difrakciou — Contribution to the methodics of determination of the potash feldspar triclinity using X-ray diffraction . . . 521
- Ján Horňiš — Zora Priečhodská*: Použitie ťažkých minerálov pri štúdiu sedimentárneho komplexu Žitného ostrova — Application of heavy mineral analysis to the investigation of sedimentary sequence in the Žitný ostrov area (SW Slovakia) . . . 529
- Stanislav Polák — Dušan Rak*: Olovené zrudnenie v spodnom triase pri Pezinku a jeho význam pre metalogenetickú interpretáciu — Lead mineralization in quartzite of Lower Triassic age near Pezínok and its significance for metallogenetic interpretation (Malé Karpaty Mts., SW Slovakia) . . . 537
- Mirko Matys — Eva Paulíková*: Automatizácia hodnotenia laboratórnych skúšok zemín — Automation of laboratory soil tests evaluation . . . 543

DISKUSIA — DISCUSSION

- Miroslav Ivanov*: K problematike Veporíd — To the problems of the Veporides . . . 555

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky.

Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudňan

(18 obr. a 2 tab. v texte)

DUŠAN HOVORKA — JÁN MIHALOV — KAROL ONDREJKOVIČ*

Метаморфиты амфиболитовой фации района Руднян

На нижних горизонтах шахты Мир и Златник и в горных разведочных скважинах в районе Руднян (СГР, Западные Карпаты) в комплексе карбонских метаморфитов фации зелёных сланцев были определены различные типы сильнометаморфированных пород. На основании их минерального состава (парагнейсы: кварц, плагиоклаз Ан 24—28, биотит, гранат; амфиболиты: зелёно-коричневый до коричневого амфибол, плагиоклаз и гранат) имеются ввиду породы низштемпературных субфаций амфиболитовой фации. Данные говорят (не всегда убедительно), что возраст комплекса метаморфитов варийский.



Amphibolite facies metamorphites in the Rudňany area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians)

In deeper levels of the Mier and Zlatník shafts, and in subsurface drills of the Rudňany region (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians) various higher-metamorphosed rock types were traced in a Carboniferous sequence altered generally to greenschist facies metamorphic assemblages. Based on ascertained mineral associations of metamorphic origin, metamorphites of lowgrade amphibolite facies are concerned; they reveal different structures. The existing data seem to prove a Variscan age of the metamorphism.

Geologická stavba oblasti Rudňan je v ostatných rokoch predmetom sústreďenej pozornosti. Tento záujem pramení najmä z odlišne interpretovanej genézy niektorých horninových komplexov územia, ale aj z potreby usmerňovať metodiku vyhľadávania v smernom a hĺbkovom pokračovaní zrudnených štruktúr.

Impulzom do štúdia vybraných horninových komplexov bola práca K. Mandákové et al. (1971), v ktorej autori opísali pestrú skupinu plutonických

* Doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., PFUK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava, RNDr. Ján Mihalov, Železorudné bane, 053 23 Rudňany, RNDr. Karol Ondrejko, Geol. prieskum, 052 40 Spišská Nová Ves.

hornín a ich metamorfných a hydrotermálnych derivátov zo zlatníckej štruktúry. Podľa citovaných autorov (l. c.) intruzívny komplex vyzdvihol svoj metamorfovaný plášť, pričom vznikla klenbovitá štruktúra a tá zásadne ovplyvnila lokalizáciu a priebeh ložiskových štruktúr. Medzi intruzívnymi horninami opísali typy od ultrabazitov po kremenité diority, pričom dolná hranica veku komplexu je daná jeho zasahovaním do karbónskych súvrství (l. c.).

Úplne inú interpretáciu publikoval J. Popreňák et al. (1973). Horniny, ktoré M. Mandáková et al. (1971) opísali ako intruzíva, pokladajú za produkt metamorfózy sedimentov a erupzív rakoveckej série a karbónu, pričom metamorfóze pripisujú alpínsky vek. Nastolenej problematiky sa dotkol aj Š. Bajanič (1976), ktorý tieto horniny chápal ako metamorfity vzniknulé v tektonicky exponovanej zóne pri súčasnom uplatnení metasomatických procesov.

Zistenie veku, intenzity a typu metamorfózy v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria má pre poznanie stavby zásadný význam. V súčasnom období sa odlišne interpretujú najmä účinky variského a alpínskeho orogénu. Zatiaľ čo L. Snopko (1962) variskému orogénu pripisuje iba vrásnivý účinok, podľa J. Kamenického — E. Krista (1969) rozličné typy regionálne rozšírených metamorfitov vznikli vo variskej etape v podmienkach fácie zelených bridlíc. Ucelený prehľad minerálnych asociácií metamorfitov v Spišsko-gemerskom rudohorí v poslednom čase podal I. Varga (1973), ktorý vznik minerálnych asociácií vo fácií zelených bridlíc v paleozoiku spája s alpínskym orogénom.

Doteraz jediný známy výskyt metamorfitov amfibolitovej fácie v predmetnej oblasti opísal L. Rozložník (1965) od Dobšinej, pričom charakterizoval geologické postavenie aj látkové zloženie rozličných typov rúl a amfibolitov. J. Gubač (1969, 1978) v detailných petrograficko-geochemických prácach síce prítomnosť niektorých minerálov typických pre amfibolitovú fáciu (plagioklas An_{28}) v oblasti Dobšinej potvrdil, ale zotrval na „klasických“ pozíciách o „slabej“ metamorfóze rakoveckej série a karbónu gemeridnej oblasti.

Trvalo desaťročie, kým boli odborníci ochotní prijať zistenie L. Rozložníka (1965), že v komplexoch paleozoika, ktoré všeobecným stupňom svojej metamorfnej rekryštalizácie patria do typickej fácie zelených bridlíc, vystupujú aj horniny amfibolitovej fácie.

Na štúdium genézy „kritického“ horninového komplexu sme použili vzorový materiál zo XVI. a XIX. horizontu šachty Mier, z X. horizontu šachty Zlatník a z podzemných vrtov. Najmä v záujme vekového zaradenia metamorfných procesov preštudoval jeden z autorov (D. H.) aj 98 výbrusov obličkov karbónskych metakonglomerátov bindiansko-rudnianskeho typu z danej oblasti.¹ Súčasne terénne aj mikroskopicky porovnal komplexy rakoveckého vývoja v oblasti Dobšinej a Vyšného Klátova. Takýto postup bol potrebný, lebo v celej oblasti rudnianskeho rudného poľa je intenzívna postkinematická hydrotermálna premena.

¹ Výbrusy zapožičala RNDr. A. Vožárová, CSc.; za ochotu jej srdečne ďakujeme.

Tektonická pozícia rulovo-amfibolitového komplexu

Komplex metamorfitov amfibolitovej fácie zistený vo východnej časti rudného poľa (šachta Zlatník) sa v minulosti chápal ako zložené intruzívne teleso, resp. jeho vrchná časť (K. Mandáková et al. 1971), a to aj napriek tomu, že sa pri hustejšej sieti prieskumných prác jednoznačne zistilo, že tieto horniny sú konformne uložené v karbónskom súvrství. Pôvodná predstava J. Hudáčka (1970), znázornená na obr. 1, je blízka našim predstavám.

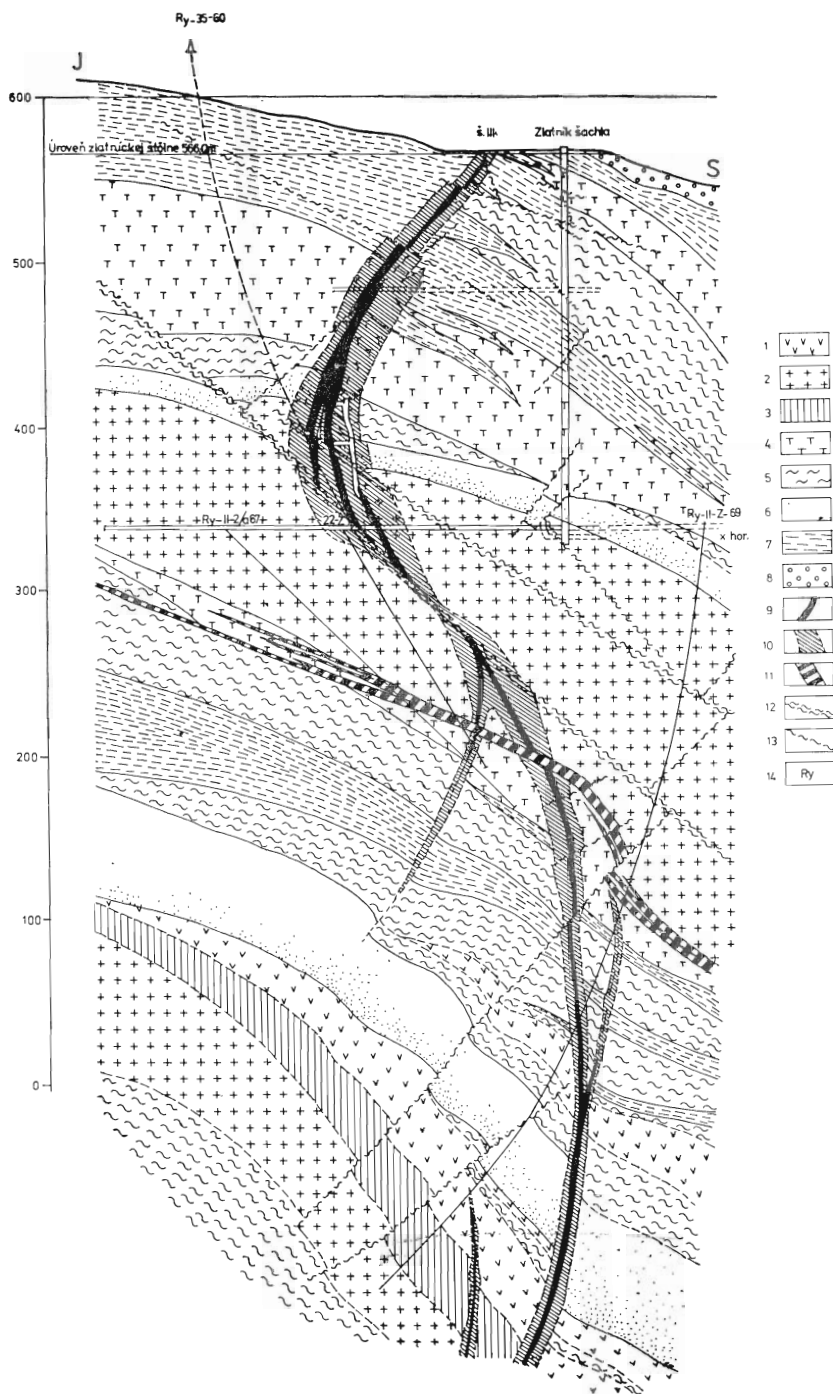
Podrobné systematické štúdium predmetných hornín v celom dostupnom rudnianskom rudnom poli počas prieskumu žily Zlatník v oblasti šachty Mier na úrovni XVI. horizontu, žily Droždiak a Podložnej žily medzi šachtou Mier a šachtou Západ a údaje z novších ťažobných a prieskumných prác, ktoré overili študované horniny aj v centrálnej a západnej časti rudného poľa, nám dovoľujú zaujať stanovisko k ich genéze.

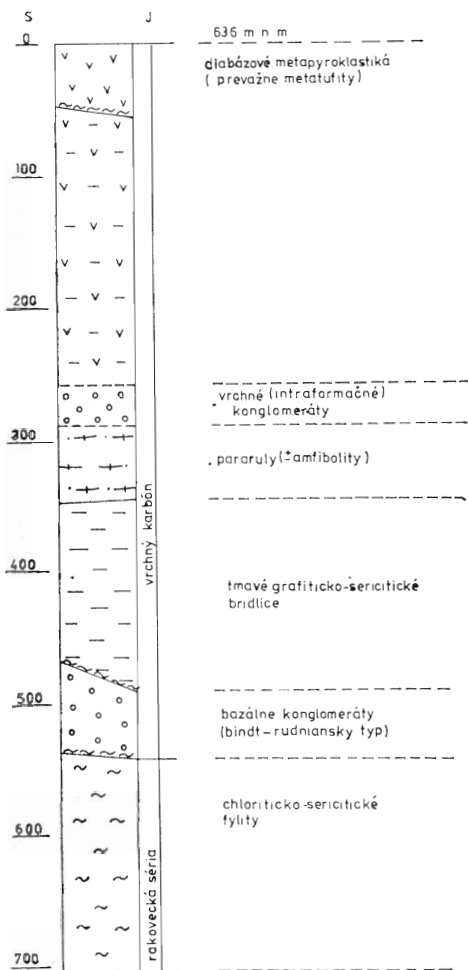
Podľa vystupovania „inkriminovaného“ horninového komplexu v celej oblasti možno urobiť uzáver, že komplex rúl a amfibolitov vystupuje vždy súhlasne s ostatnými karbónskymi súvrstviami (obr. 1) a je s nimi spoločne zvrásnený nielen v severojužnom smere (všeobecný úklon na S s lokálnymi odchýlkami v plochých vrásach, ktoré majú približne východozápadný priebeh „b“ osí), ale aj vo východozápadnom smere, v ktorom bolo súvrstvie priečne zvrásnené, takže karbónske súvrstvie od centra smerom na Z upadá do priečnej synklinály medzi Bindtom a Rudňanmi.

Preto vo východnej časti pozdĺžneho profilu (v profile šachty 5 RP — Zlatník; obr. 2) je poloha pararúl a amfibolitov približne na úrovni X.—XIII. horizontu, v centrálnej časti územia (oblasť šachty Mier) na úrovni XVI. až XIX. horizontu a smerom na šachtu Západ poloha pararúl a amfibolitov klesá pod úroveň XIX. horizontu. Poloha metamorfitov je veľmi nepravidelná: z priemernej mocnosti okolo 50 m lokálne narastá až na 100 m, inde (hlavne v južnej časti územia) vyklíňuje. Pre uvedenú pozíciu sa metamorfity rulovo-amfibolitového typu na povrchu doteraz nespozorovali.

Stratigraficky rulovo-amfibolitový komplex vystupuje bezprostredne v podloží vrchných („intraformačných“) karbónskych zlepenecov, resp. pod ich lokálnymi faciálnymi ekvivalentmi — pieskovecami. Vzhľadom na to, že sa tieto konglomeráty uprostred vrchnokarbónskeho súvrstvia v oblasti Rudnianskeho a v celej severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria doteraz dostatočne neshudovali (konštatovala sa iba ich prítomnosť v prácach J. Pechu — J. Popreňáka 1962, A. Abonyiho 1970, resp. L. Rozložníka 1965 v karbóne došinského vývinu), treba tu zhrnúť ich problematiku, ktorú študoval jeden z autorov (K. O.).

Aj keď má vrchný konglomerátový horizont malú mocnosť (niekoľko desiatok m), vystupuje v celej rudnianskej oblasti. Konglomeráty majú v celom rozšírení (aj keď miestami vyklíňujú) stálu stratigrafickú pozíciu a nachádzajú sa približne 100—200 m nad bazálnymi konglomerátmi bindtiansko-rudnianskeho typu. Od nich sa vrchný konglomerátový horizont odlišuje jednak veľkosťou obliakov (prevažne len 2—4 cm), často ich nižšou opracovanosťou, ale najmä petrografickým zložením obliakov, medzi ktorými významný podiel pripadá na kremeň a kvarcity. Z uvedeného vychodí, že materiál konglomerátov pochádza z bezprostredného podložia, pričom len miestami možno po-





zorovať výrazné prevládanie (v podobe hrubouľomkovitého a piesčitého detritu) bazických vulkanických hornín.

Tieto „intraformačné“ konglomeráty od podložného rulovo-amfibolitového komplexu miestami oddeľuje poloha tmavých bridlíc.

Obr. 2. Profil šachty 5 RP II. Interpretácia na základe nových poznatkov (K. Ondrejko)

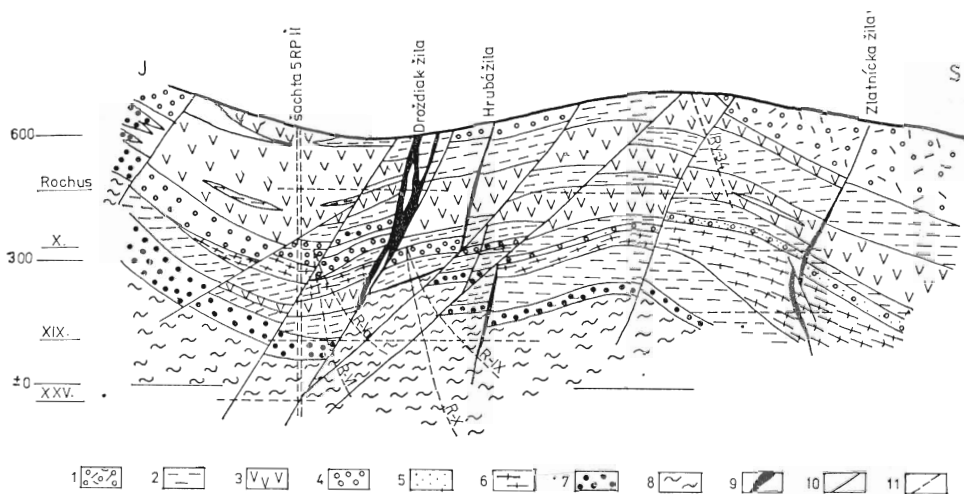
Fig. 2. Section through shaft 5 RP II. Interpretation according to new results (K. Ondrejko)

Obr. 1. Vertikálny rez oblasťou šachty Zlatník (J. Hudáček 1970)
 1 — amfibolity a prechodné typy hornín k ultrabázikám; 2 — horniny kyslého — dioritového vulkanizmu; 3 — tufity bazického a kyslého vulkanizmu; 4 — diabázy a diabázové tufity karbonu; 5 — chloritické a chloriticko-sericitické bridlice; 6 — karbónske piesčité bridlice a pieskovce; 7 — karbónske grafitické bridlice (1–7 = karbon); 8 — permské bazálne zlepenice; 9 — sideritovo-barytová žila (ložisko); 10 — hydrotermálne premenené horniny; 11 — kalcitová hydrotermálna žila; 12 — tektonické poruchy vyhojené kremeňom; 13 — tektonické poruchy vyplnené tektonickým ílom a mylonitom; 14 — vrty

Fig. 1. Vertical section through the area of Zlatník shaft (J. Hudáček 1970)
 1 — amphibolite and transitional rock type to ultrabasics; 2 — rock of acid (diorite) composition; 3 — tuffite of basic and acid volcanism; 4 — diabase and diabase tuffite in the Carboniferous; 5 — chlorite and chlorite-sericite schist; 6 — Carboniferous sandy shale and sandstone; 7 — Carboniferous graphitic shale (1–7 Carboniferous); 8 — Permian basal conglomerate; 9 — siderite-baryte vein (deposit); 10 — hydrothermal altered rock; 11 — calcite hydrothermal vein; 12 — dislocation filled by quartz; 13 — dislocation filled by tectonic clay and mylonite; 14 — borehole

V podloží rulovo-amfibolitového komplexu (resp. bazálnych konglomerátov) je poloha tmavých bridlíc lokálne s polohami metabazitov, prevažne metapyroklastického typu. V južnej (asi pobrežnej) časti panvy je toto súvrstvie značne redukované (sú tu mocnejšie polohy bazálnych a intraformačných konglomerátov) a jeho ekvivalent tvorí len niekoľko desiatok m mocné drobovo-piesčité súvrstvie s polohami psefitov.

Bezprostredné podložie „intraformačných“ konglomerátov tvoria niekoľko m mocné jemnozrnné pieskovce s karbonatickým tmelom², ktoré na povrchu „hrdzavo“ zvetrávajú, a je v nich bohatá flóra (= fosilonosný horizont J. Vachtla 1938). Vrchnú časť karbónskeho súvrstvia (nad fosilonosným horizontom) tvorí mohutné súvrstvie tmavých bridlíc s podstatným zastúpením vulkanogénneho materiálu, koncentrovaného do niekoľkých polôh. Sú to prevažne jemnozrnné metapyroklastiká bazických vulkanitov alebo redeponovaný a metamorfovaný materiál z rakoveckej série.



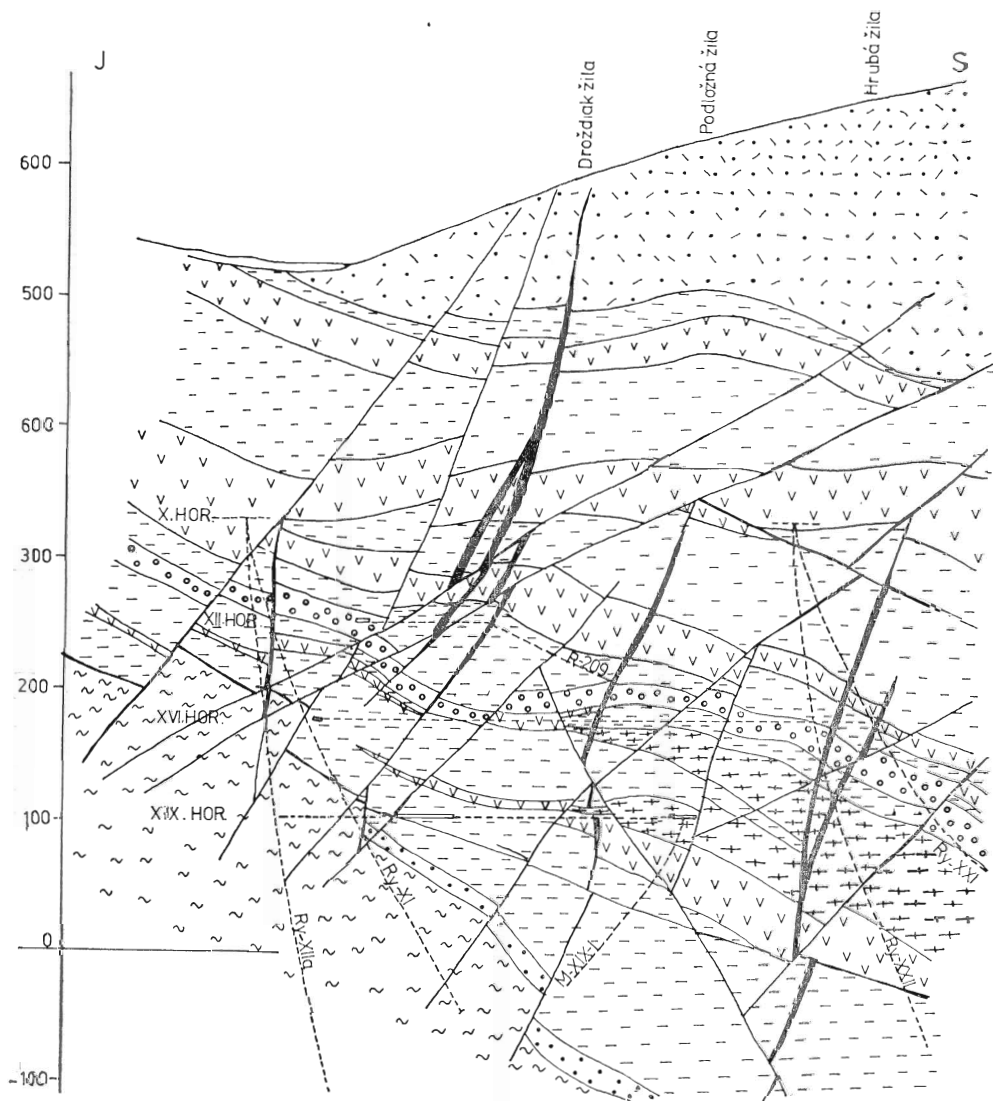
Obr. 3. Vertikálny rez oblasťou šachty 5 RP II (L. Faith — J. Mihalov — K. Ondrejko 1979)

1 — zlepenec, pieskovce, bridlice (perm); 2 — grafiticko-sericitické bridlice; 3 — metapyroklastiká bazických vulkanitov; 4 — intraformačné zlepenec; 5 — pieskovce; 6 — pararuly a amfibolity; 7 — bazálne (bindtiansko-rudňanske) zlepenec; (2—7 = karbón); 8 — sericiticko-chloritické fylity rakoveckej série (staršie paleozoikum); 9 — žila sideritu; 10 — tektonické línie; 11 — hlboké vrtý

Fig. 3. Vertical section of the 5 RP II shaft area (L. Faith — J. Mihalov — K. Ondrejko 1979)

1 — conglomerate, sandstone, shale (Permian); 2 — graphite-sericite shale; 3 — metapyroclastics of basic volcanism; 4 — intraformational conglomerate; 5 — sandstone; 6 — paragneiss and amphibolite; 7 — basal (Bindt-Rudňany) conglomerate (2—7 Carboniferous); 8 — sericite-chlorite phyllite of the Rakovec Group (Early Paleozoic); 9 — siderite vein; 10 — tectonic line; 11 — borehole

² Dakujeme prof. L. Rozložníkovi, DrSc., za identifikáciu tohto horizontu v teréne a za konzultácie k študovanej problematike.



Obr. 4. Vertikálny rez oblasťou šachty Mier (K. Ondrejko 1979, upravené podľa V. Z áviša)
 Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 4. Vertical section of the Mier shaft area (K. Ondrejko 1979, arranged according to V. Z áviš)

Explanations as for fig. 3

Postavenie intraformačných konglomerátov uprostred karbónskeho vrstevného sledu dokumentuje schematický profil (obr. 5). Mocnosť tohto horizontu

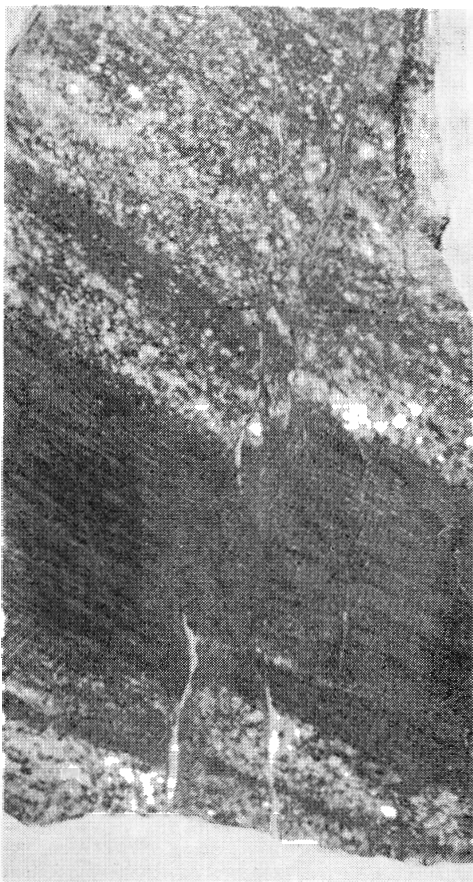
Charakteristika hornín

Typickým znakom študovaného horninového komplexu je jeho látková a štruktúrna nehomogénnosť. Prejavuje sa mnohonásobnými vzájomnými prechodmi hlavných horninových typov vo vertikálnom aj laterálnom smere. Účinky mladšej hydrotermálnej premeny metamorfných minerálnych asociácií sa prejavili v celom území. Podľa minerálneho zloženia možno študované metamorfity rozdeliť na dve základné skupiny: I. metabazity, II. metapsamity.

Pri charakteristike sme sa zamerali na horniny, ktoré neboli výraznejšie hydrotermálne premenené.

I. Metabazity

Do tejto skupiny zahrňame pestrú skupinu hornín s amfibolom, resp. chloritom ako podstatnými tmavými minerálmi, ktoré majú textúrne znaky metamorfitov. Sú to najčastejšie jemnozrnné (do 3 mm) až veľmi jemnozrnné (do 1 mm) horniny s makroskopicky pozorovateľnou foliáciou (obr. 6) a typy



Obr 6. Striedanie pôvodných pyroklastík bázických vulkanitov a drobnopsamitických klastických sedimentov. Postkinematická blastéza plagioklasu II sa uplatnila najmä v polohách metapsamitov. Na obr. vidieť vzájomný posun uvedených polôh v smere prakticky kolmom na foliaciu

Rudňany, vrt Ry-Z-59/87,0 m

1,5 skut. veľkosti

Fig. 6. Primary alteration of basic pyroclastics with fine-grained psammitic sediment. The postkinematic blastesis of plagioclase II acted particularly in metapsammite beds. In the fig. mutual shifting of these beds in vertical trend to the foliation is noticeable

Rudňany, bore Ry-Z-59/87,0 m

1.5 of the real size

zdanlivo masívne. Už makroskopicky, ale najmä podľa minerálneho zloženia možno medzi nimi vyčleniť rozličné typy amfibolitov a zelených bridlic.

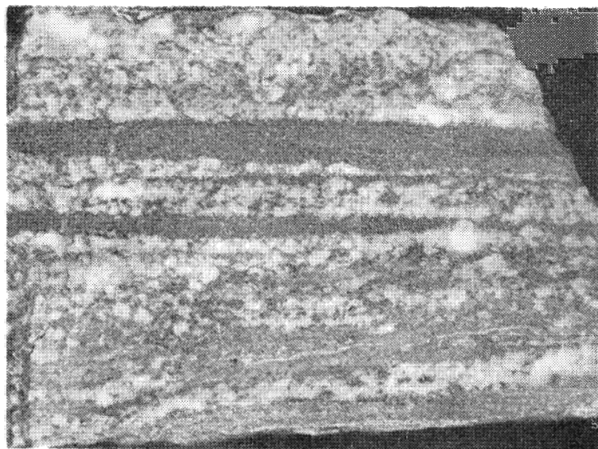
1.1. Amfibolity

Pre vystupovanie amfibolitov je charakteristická ich tesná priestorová väzba s biotitickými pararulami. Tieto dva typy metamorfítov sa vzájomne striedajú najčastejšie ako odlišné pásiky a ploché šošovkovité polohy, pričom niektorý prevláda. Pásiky sú často len niekoľko mm až cm mocné (obr. 7). Vertikálne a laterálne striedanie polôh pravdepodobne viedlo v minulosti k označeniu typu hornín ako „hybridných rúl“ (L. Rozložník 1965, A. Vozárová 1973).

Amfibolity majú charakteristické bridličnaté textúry. Len lokálne makroskopicky pozorovaná masívna stavba je vo výbruse výrazne metamorfne kryštaloblastická. Časté sú pásikované textúry so striedaním amfibolitov a amfibolických pararúl. Typické sú aj drobnookaté (oftalmitické) textúry s okami bielych plagioklasov prevažne II. generácie (obr. 8). Tie vznikli postkinematickou albitizáciou amfibolitov (aj ostatných typov metamorfítov danej oblasti).

Prevládajúci amfibol je opticky výrazne nejednotný. Najčastejší sýtozelený až zelenohnedý (γ) stĺpciekovitý amfibol je prevažne prednostne (obr. 9, 10), zriedkavo aj všesmerne orientovaný. Tvorí samostatné stĺpčky alebo centrálné časti opticky nehomogénnych amfibolov.

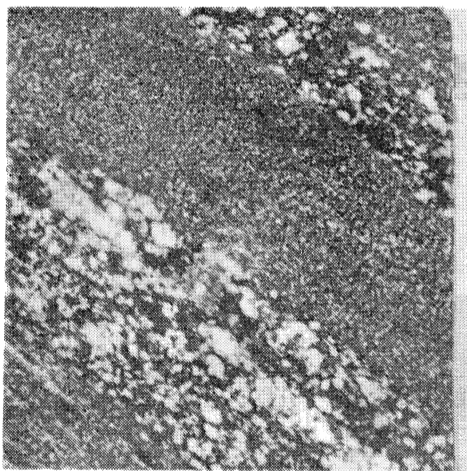
Pleochronizmus amfibolov v metabazitoch môže odrážať *pt* podmienky vzniku metamorfných minerálnych asociácií. Podľa A. Miyashira (1973) sa v oblastiach nízkoťlakového až strednotlakového typu metamorfózy so stúpajúcou teplotou gamapleochronizmus amfibolov mení od svetlozeleného až modrozeleného cez sýtozelený na zelenohnedý až hnedý, pričom posledné dva typy amfibolov sú už charakteristické pre amfibolitovú fáciu. Takéto príklady možno uviesť aj zo Západných Karpát. Napr. amfiboly s hnedým pleochroizmom v Malej Fatre sú v zónach migmatitizácie (D. Hovorka 1969), naproti tomu svetlozelený, miestami modrastý amfibol je



Obr. 7. Striedanie pôvodne drobnopsamitického sedimentu s polohami pyroklastík bazických vulkanitov. Výrazná selektívna feldšpatitizácia (albitizácia) polôh metapsanvitov až do vzniku perlových plagioklasových biotitických rúl (horná časť obrázka)
Zlatník, X. horizont,
hlavný prekop
1,5 skut. veľkosti

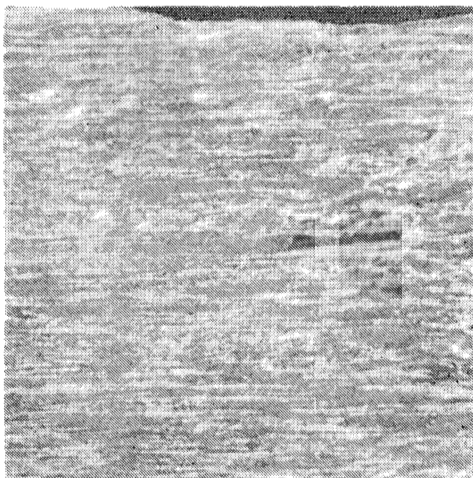
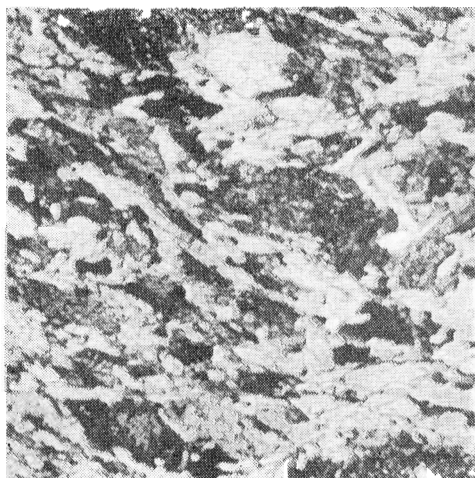
Fig. 7. Alternation of primary fine-psammitic sediment with beds of basic volcanite pyroclastics. Distinct selective feldspatization (albitization) of metapsammite layers up to creation of plagioclase biotite pearl gneisses (top of the fig).
Zlatník, X. horizon,
main gallery
1,5 of the real size

podstatne zastúpený v metabazitoch južného okraja kohútkeho kryštalinika, kde vznikol vo fácií zelených bridlíc (D. Hovorka 1971, A. Varčková 1973).



Obr. 8. Selektívna albitizácia (plagioklas II) polôh metapsamitov v pôvodne pásikovanom sedimente (drobové psamity: jemnozrnné pyroklastiká bazických vulkanitov)
Rudňany, vrt Ry-Z-59/88,0 m

Fig. 8. Selective albitization (plagioclase II) of metapsammite beds in an originally banded sediment (graywacke psammite and fine-grained basic volcano pyroclastics)
Rudňany, bore Ry-Z-59/88,0 m
slightly enlarged



Obr. 9. Jemnozrnný pásikovaný amfibolit (zelenohnedý amfibol—plagioklas do An₃₀)
Zlatník, V. horizont,
hlavný prekop,
5 m s. od m. b. 11

Fig. 9. Fine-grained banded amphibolite (greenish-brown amphibole, plagioclase An up to 30)
Zlatník, X. horizon,
main gallery

1,5 of the real size

Obr. 10. Granonematoblastická štruktúra jemnozrnného amfibolitu. Plagioklasy sú intenzívne hydrotermálne premenené (tmavý základ)
Rudňany, vrt RY-IV-Z/226,0 m

Fig. 10. Granonematoblastic texture of a fine-grained amphibolite. Plagioclases are intensively hydrothermally altered
Rudňany, bore RY-IV-Z/226,0 m

26× enlarged, X nicols

Pre amfibolické horniny s prednostnou orientáciou z oblasti Rudnian je charakteristické, že hnedý, resp. zelenohnedý amfibol tvorí stredné časti farebne nehomogénnych zŕn, pričom ho na okrajoch zatláča svetlozelený amfibol II. generácie. Takéto vzťahy z metabazitov oblasti Dobšinej opísal aj L. Rozložník (1965). Uvedené dva typy amfibolov vznikli následne. Zistenie má veľký petrogenetický význam napriek tomu, že ešte neumožňuje stanoviť vek vzniku dvoch typov amfibolov. Miestami sú okolo žíl obidva typy amfibolov hydrotermálne chloritizované, preto vznikli pred hydrotermálnymi a zrudňovacími procesmi.

Druhým hlavným a v prevažnej väčšine študovaných výbrusov len jediným svetlým minerálom amfibolitov je plagioklas. Aj on vznikol v niekoľkých etapách.

Vzťah bazicity plagioklasov v metamorfných horninách k odlišným metamorfným faciám možno zhrnúť takto: plagioklas do An_{10} vzniká v podmienkach fácie zelených bridlic, plagioklas s bazicitou do An_{30} koexistuje so stabilným epidotom vo fácií epidotických amfibolitov (H. Ramberg 1952, A. Miyashiro 1973). Pre faciú almandinických amfibolitov (H. G. F. Winkler 1967) sú charakteristické plagioklasy s bazicitou nad An_{30} .

V amfibolitoch v oblasti Rudnian prevládajú plagioklasy s bazicitou An_{24-30} . Pre intenzívne hydrotermálne premeny je ich identifikácia možná len ojedinele. Plagioklas mladšej generácie miestami dorastá xenoblasty plagioklasu I a je výrazne kyslejší (An_{8-10}). Niekde tvorí šošovkovité zrná, čo vedie k vzniku porfýroblastickej, okatej (oftalmitickej) textúry amfibolitov. Najmladším plagioklasom (plagioklas III) je číry albit (do An_6), tvoriaci monominerálnu (len ojedinele s karbonátom a kremeňom) výplň vlásočnicových žiliek. Sú to drobné zrná bez sekundárnej premeny, najčastejšie sú prítomné jednoduché, resp. jednoducho zrastené tabuľky.

Podľa minerálneho zloženia a textúrnych znakov vyčleňujeme niekoľko typov amfibolitov.

I.1.1. *Amfibolity s. s.* Minerálnym zložením a plošne paralelnou textúrou predstavujú najjednoduchší typ amfibolitov. Obsahujú zelenohnedý amfibol a plagioklas I. generácie (24—28 % An). Zvyčajne prevláda amfibol nad plagioklasom; v jemnozrnných varietách je prítomné miestami až 70—90 objemových % amfibolov. Tieto typy možno označiť ako „melaamfibolity“. Lokálne polohy obsahujú vyše 90 % amfibolu. Sú to usmernené amfibolovce.

Osobitným typom amfibolitov sú anchimonominerálne variety, ktoré tvorí svetlozelený aktinolitický amfibol. Zistili sa na okraji ultrabázického telesa vo vrte Ry-II-Z, opísaného spolu s derivátmi v práci K. Mandáková et al. (1971). Okrem aktinolitu horniny obsahujú akcesorický chlorit, mastenec a rudné minerály. Horniny tohto typu vznikli tektonometamorfózou ultrabázického telesa.

Jemnozrnné amfibolity charakterizuje pásikovaná stavba, striedanie prevažne plagioklasových a prevažne amfibolických polôh. V amfibolitoch je v akcesorickom množstve aj titanit, magnetit, apatit, granát, minerály epidotovej skupiny a produkty hydrotermálnych premien (ilové minerály, sericit, chlorit, Ti-oxidy, leukoxén a i.).

I.1.2. *Granatické amfibolity.* Tvoria lokálne fácie v amfibolitoch s. s. Kvantitatívne zastúpenie červeného idioblastického granátu a jeho veľkosť sú veľmi variabilné. Miestami dosahuje 4 mm a tvorí až 25 % objemu horniny (obr. 11).

Granatické amfibolity výrazne prevládajú aj v úlomkoch „intraformačných“ konglomerátov (napr. v spojovacom prekope medzi žilou Droždiak a Hrubou žilou na X. horizonte v profile medzi šachtami 5 RP II a 5 RP I — obr. 12).

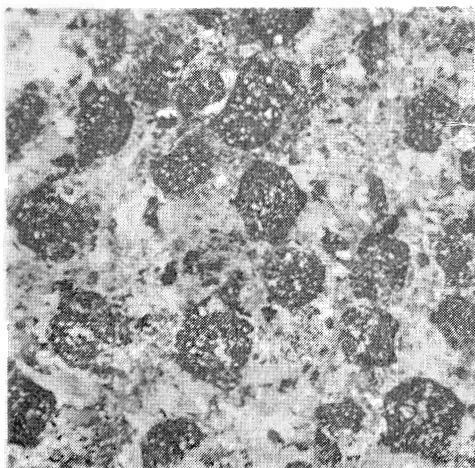
I.1.3. *Zoisitické amfibolity*. Okrem amfibolu a plagioklasu I je v tomto type podstatne zastúpený aj klinkzoisit. Tvorí prevažne paralelné anchimonominerálne pásiky mocné 0,2—1,3 mm, avšak často simplektiticky zrástá s plagioklasom. Minerály epidotovo-klinkzoisitovej skupiny v týchto horninách mohli vzniknúť niekoľkými spôsobmi:

— metamorfnou kryštaloblastézou v podmienkach fácie epidotických amfibolitov z vhodných východiskových hornín;

— rozkladom starších strednobázických plagioklasov amfibolitov s. s. v podmienkach retrográdnej metamorfózy;

— rozkladom plagioklasov amfibolitov počas mladších hydrotermálnych procesov.

I.1.4. *Amfibolovce*. Prevažne jemnozrnné (zrnitosť okolo 1 mm) amfibolity obsahujú nepravidelné polohy melanokratických, bridličnatých alebo makroskopicky zdanlivo masívnych anchimonominerálnych hornín, ktoré tvorí zelenohnedý (γ) amfibol. V nepodstatnom množstve je prítomný aj svetlozelený amfibol II. generácie, plagioklas, minerály epidotovej skupiny, titanit a sekundárne



Obr. 11. Granatický amfibolit s centrickou štruktúrou (okolo granátov sú len svetlé minerály)

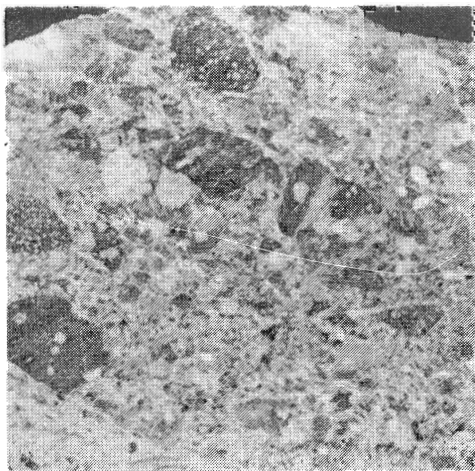
Rudňany, spojovací prekop medzi žilou Droždiak a Hrubá na X. horizonte v profile šachiet 5 RP II — 5 RP I

Zväčš. 26 $\times$, X nik.

Fig. 11. Garnet amphibolite with centric texture (only light minerals appear around the garnet)

Rudňany, gallery between Droždiak and Hrubá veins at the X. horizon in the section of the 5 RP II and 5 RP I shafts

26 $\times$ enlarged, X nicols



Obr. 12. Intraformačný konglomerát karbonu s prevládajúcimi úlomkami granatických amfibolitov s psamitickým matricom s klastmi granátov, amfibolov a i.

Lok. pozri obr. 11 0,7 skut. veľkosti

Fig. 12. Intraformational Carboniferous conglomerate with prevailing garnet amphibolite fragments and psammitic matrix with clasts of garnet, amphibole etc.

Localization see fig. 11

0,6 of the real size

minerály. Podľa formy týchto polôh (tvoria vždy len lokálne fácie v amfibolitoch) predpokladáme, že vznikli metamorfózou bázických eruptív a ich pyroklastík.

Osobitným typom anchimonominerálnych amfibolických hornín sú usmernené aktinolitické amfibolity s akcesorickým chloritom, mastencom a rudnými minerálmi. Našli sa len v spodnej časti vrtu Ry-II-Z a vznikli tektonometamorfózou ultrabazitov, ktoré zistila K. Mandáková et al. (1971).

I.1.5. *Okaté (oftalmitické) amfibolity*. Tieto amfibolity sú v dôsledku prítomnosti očiek plagioklasov oproti predchádzajúcim výrazne svetlejšie a škvrnité. Podiel očiek výrazne varíruje (obr. 8) a dosahuje priemer až 5 mm. Tvoria ich plagioklasy II. generácie ako produkt neskorokinematickej až postkinematickej blastézy, čo sa prejavuje „roztláčaním“ amfibolitovej, resp. amfibolitovo-plagioklasovej osnovy. Akcesórie a produkty naložených hydrotermálnych premien sú identické s predchádzajúcimi typmi.

I.2. Zelené bridlice

Oproti predchádzajúcej skupine metabazitov sú zelené bridlice veľmi jemnozrnné, makroskopicky až afanitické. Často majú pásikovanú stavbu, pričom sú na foliačných plochách typické mikrovrásky. Pre všetky zelené bridlice je charakteristická minerálna asociácia chlorit—albit—minerály epidotovej skupiny—aktinolitický amfibol—karbonáty—rudné minerály. V akcesorickom množstve sa vyskytuje aj titanit, kremeň a i. Minerálne zloženie a textúrne znaky rozličných variet zelených bridlíc zodpovedajú údajom J. Gubača (1969, 1978), a preto ich neuvádzame.

Zelené bridlice karbónu v oblasti Rudnianskeho národného parku vznikli týmito spôsobmi:

I.2.1. Zelené bridlice ako produkt metamorfnej rekryštalizácie prevažne preplaveného materiálu súvrství staršieho paleozoika rakoveckého vývoja. Metamorfóza prebehla v podmienkach nízkoteplotných subfácií. Pre tento typ zelených bridlíc je charakteristické ich vertikálne striedanie s drobnopsanitickými, pôvodne ílovitými a piesčitými sedimentmi.

I.2.2. Zelené bridlice, ktoré vznikli hydrotermálnou premenou rozličných amfibolitov. Tvoria charakteristické zóny pozvoľne vyznievajúce do nepremených metabazitov v okolí rudných štruktúr. Pritom zóny zelených bridlíc tohto genetického typu sú často priečne orientované v telesách metabazitov, z ktorých vznikli, a sú súhlasné s priebehom rudných žíl.

I.2.3. Zelené bridlice problematickej genézy. Charakterizuje ich anomálne vysoký obsah Ni a Cr. Pravdepodobne vznikli hydrotermálnou premenou ultrabázických hornín. Tvorí ich prevažne chlorit, magnetit, príp. aj mastenec.

Treba uviesť, že podstatná časť zelených bridlíc prvej skupiny s prednostnou orientáciou alebo masívnou textúrou nevznikla metamorfózou z masívnych vulkanitov, ale metamorfózou popelovitých pyroklastík alebo metamorfózou redeponovaných hornín rakoveckého vývoja. Vzhľadom na veľkú mocnosť zelených bridlíc v karbone by sa dalo predpokladať, že ohromné množstvo pyroklastického materiálu mohlo vzniknúť len intenzívnou vulkanickou aktivitou. Ale horniny, ktoré by boli jednoznačne vznikli z efuzív (s ofitickými a inými štruktúrami), sa zistili iba veľmi sporadicky. Preto je pravdepodob-

nejšie, že prevažná časť zelených bridlíc vznikla z hornín predstavujúcich redeponovaný materiál rakoveckého vývoja a následnou metamorfózou v podmienkach nízкотеплотných subfácií fácie zelených bridlíc.

Prehľad minerálneho zloženia niektorých typov metabazitov je v tab. 1.

Modálne zloženie metabazitov
Modal composition of metabasite samples

Tab. 1

	1	2	3	4	5	6
amfibol I	60,3	40,5	63,0	49,0	48,5	45,0
amfibol II						
plagioklas	28,7	31,0	21,3	37,0	39,0	33,0
titanit	2,0	1,0	3,5	1,0	4,5	2,5
epidotová skup.	—	—	7,0	2,0	—	12,5
karbonáty	3,5	13,0	2,2	1,0	2,0	4,0
rudné min.	2,5	1,5	1,5	5,0	2,0	3,0
iné	3,0	13,0	1,5	5,0	4,0	—

Modálne zloženie zistené na bodovom počítaní typu Eltinor, počet bodov pri každej vzorke 1500—2000

Lokalizácia vzoriek

1. Zlatník, X. horizont, hlavný prekop na J, 5 m S od m. b. II. Hornina: jemnozrnný amfibolit s nevýrazne pásikovanou textúrou

2. Rudňany, Mier, vrt XIX-M-1/26,00. Hornina: hydrotermálne chloritizovaný a karbonatizovaný jemnozrnný amfibolit

3. Zlatník, vrt Ry-IV-Z/300,0. Hornina: jemnozrnný albitický amfibolit

5. Rudňany, Mier, vrt XIX-M-1/26,00. Hornina: jemnozrnný amfibolit

6. Rudňany, vrt XIX-M-8/81,50. Hornina: jemnozrnný zoisitický amfibolit

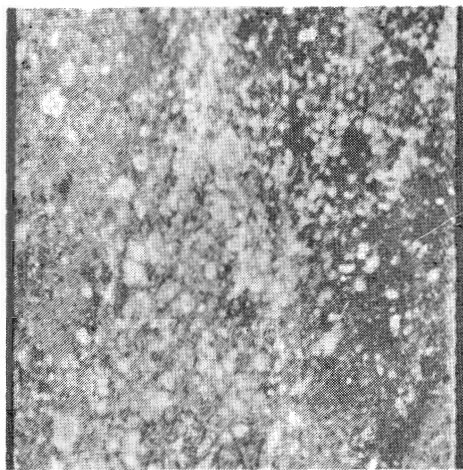
II. Metapsamity

Metapsamity amfibolitovej fácie, ktoré nadobudli povahu pararúl, sú v štu-dovanej oblasti spomedzi metamorfitov danej fácie najhojnejšie. Pretože sa mnohonásobne striedajú s amfibolitmi (obr. 7) a vytvárajú pozvoľné prechody do nižšie metamorfovaných piesčitých sedimentov, je ich sedimentárny pôvod nepochybný.³

Pararuly sa vyznačujú celkove jednoduchým minerálnym zložením. Obsa-hujú plagioklas, kremeň, biotit, granát, amfibol, muskovit, akcesórie a pro-dukty naložených hydrotermálnych premien. Charakteristickými a zároveň najčastejšie pozorovanými typmi pararúl sú drobnookaté (oftalmitické) pa-raruly s okami bielych plagioklasov vo veľkosti do 3 mm, ojedinele až do 5 mm. Distribúcia plagioklasových porfyroblastov, pozorovateľná najmä na nareza-ných plochách vzoriek (obr. 13), je nerovnomerná. Porfyroblasty plagioklasov sú často zoskupené do planparalelných šmuhovitých polôh niekoľkocentimetro-vej mocnosti. Pritom prechody do typov s nevýraznou bridličnatosťou (pod-mienenou vysokým podielom plagioklasov) sú pozvoľné. V týchto častiach pla-

³ Metamorfovaným horninám, ktoré vznikli v podmienkach fácie zelených bridlíc, v tejto etape nevenujeme pozornosť.

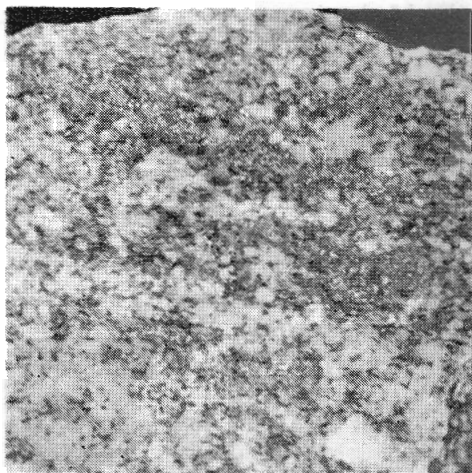
gioklas nadobúda tabuľkovitý habitus, takže horniny majú miestami charakter perlových rúl, usmernených aj makroskopicky masívnych (obr. 14). Lokálne



Obr. 13. Feldšpatitizovaná (albitizovaná) jemnozrnná biotitická pararula
Rudňany, Ry-58/R V — 140,20 m

Fig. 13. Feldspatized (albitized) fine-grained biotite paragneiss
Rudňany, Ry-58/R V — 140,20 m

real size



Obr. 14. Nehomogénna biotitická pararula (produkt intenzívnej feldšpatitizácie) miestami až nevýraznej foliácie
Rudňany, Mier — XIX. horizont
vrt IV/4,80 m

Fig. 14. Inhomogenous biotite paragneiss (product of intensive feldspatization) having locally effaced foliation
Rudňany, Mier — XIX. horizon, bore IV/4,80 m

real size

je charakteristickým porfyroblastom rúl červenohnedý granát veľký do 3 mm, ojedinele až do 5 mm. Okrem okatých sú časté aj pásikované textúry podmienené striedaním svetlejších (živcových) a tmavších (biotitických) polôh.

Podľa minerálneho zloženia možno v skupine pararúl vyčleniť tieto typy.

II.1. Biotitické plagioklasové pararuly

Sú prevládajúcim horninovým typom. Podstatne zastúpený je kremeň, plagioklas a biotit (obr. 15, tab. 2). Okrem stálych akcesórií (zirkón, rutil) v akcesorickom množstve miestami obsahujú aj granát, muskovit, ortit a apatit. Počas naložených okoložilných hydrotermálnych premien najčastejšie vznikali chloryty (po biotite a granáte), karbonáty, ílové minerály, rudné minerály (najmä sulfidy), turmalín a ojedinele aj minerály epidotovo-klinozoisitovej skupiny, príp. aj kremeň.

Podľa charakteristických textúr možno v tejto skupine vyčleniť okaté (oftalmitické), pásikované, perlové i makroskopicky masívne typy.

Okaté (oftalmitické) pararuly obsahujú výrazne porfyroblastické plagioklasy,



Obr. 15. Lepidogranoblastická štruktúra albitizovanej a hydrotermálne premenej (najmä plagioklas) drobnozrnnej biotitickej pararuly

Šachta Zlatník, X. horizont,

Zväčš. 28×, X nik.

Fig. 15. Lepidogranoblastic texture of an albitized and hydrothermally altered (particularly plagioclase) fine-grained biotite paragneiss

Shaft Zlatník, X. horizon

28× enlarged, X nicols

Modálne zloženie pararúl
Modal composition of paragneiss samples

Tab. 2

	1	2	3	4	5	6
kremeň	31,2	31,0	24,5	31,0	34,0	24,0
plagioklas	47,2	49,5	32,5	41,0	48,5	59,5
biotit + chlorit	12,1	14,5	18,5	16,0	3,5	14,0
muskovit	—	—	—	—	9,0	1,5
granát	—	3,3	2,5	5,5	—	—
karbonáty	5,5	1,2	—	—	3,5	—
ruďné min.	3,0	—	1,5	4,5	—	0,5
amfibol	—	—	14,5	—	—	—
iné	1,0	1,5	6,5	2,0	1,5	0,5

Modálne zloženie zisteré na bodovom počítachi typu Eltinor, počet bodov pri každej vzorke 1500—2000

Lokalizácia vzoriek

1. Rudňany, Mier, Hrubá žila — V 15,30 m. Hornina: hydrotermálne chloritizovaná okatá biotitická plagioklasová pararula

2. Rudňany, Mier, vrt Ry-M-I/130,0. Hornina: okatá granatisko-biotitická plagioklasová pararula

3. Rudňany, vrt Ry-Z-57/144,50. Hornina: amfibolisko-biotitická plagioklasová pararula s granátom

4. Rudňany, vrt Ry-57-Z/171,0. Hornina: granatisko-biotitická plagioklasová pararula

5. Rudňany, vrt Ry-58/R V — 57,60. Hornina: hydrotermálne premenená muskovitická pararula

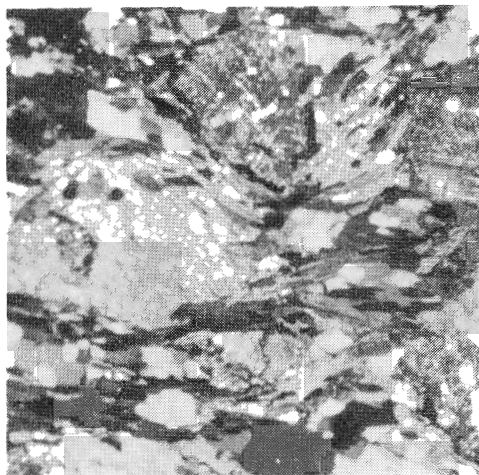
6. Rudňany, vrt Ry-M-II/228,0. Hornina: čiastočne hydrotermálne premenená okatá biotitická plagioklasová pararula

pričom oká „roztláčajú“ osnovu horniny (obr. 16). Oká dosahujú 5 mm veľkosť a ich dlhšie osi väčšinou kopírujú bridličnatosť horniny. Bazicitu čerstvých plagioklasov v osnove kolíše medzi 22—26 % An, v očkách do 22 % An. Pla-

gioklasy očiek sú jednoduché alebo zrastené podľa albitového zákona. Okrem plagioklasov sú v pararulách aj nepravidelné hniezda a vlásočnicové žilky plagioklasov najmladšej, hydrotermálnej generácie (do An_6) spolu s kremeňom a karbonátmi. Nerovnomerne distribuovaný biotit je intenzívne hnedo pleochroický. Počas hydrotermálnych premien v ňom vznikol sagenitový rutíl. Aj nerovnomerne rozložený kremeň je produktom niekoľkých procesov.

II.2. Granaticko-biotitické plagioklasové pararuly

Od predchádzajúceho typu sa odlišujú zvýšeným obsahom (do 7 % obj.) metamorfného granátu. Okrem typického výskytu na XVI. horizonte šachty Mier — štôľňa na zlatnícku štruktúru, prekop P-6, sú časté aj polohy týchto pararúl vo vrte Ry-II-M, kde granáty dosahujú 2 mm veľkosť (obr. 17). Prechody týchto pararúl do ďalších variet sú vertikálne aj horizontálne pozvoľné.



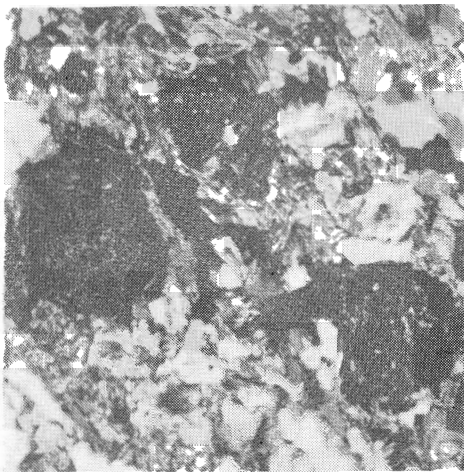
Obr. 16. Drobnookatá (oftalmitická) biotitická plagioklasová pararula. Neskoro-kinematická blastéza očiek kyslých plagioklasov (plagioklas II) sa prejavuje „roztláčaním“ osnovy horniny Rudňany, vrt Ry-Z-57/143,0 m

Zväčš. 28×, X nik.

Fig. 16. Fine-augen (ophthalmic) biotite plagioclase paragneiss. Late to postkinematic blastesis of acid plagioclase (plagioclase II) eyes reveals the “spreading” of the rockwarp

Rudňany, bore Ry-Z-57/143,0 m

28× enlarged, X nicols



Obr. 17. Hydrotermálne chloritizované granáty v jemnozrnnej granaticko-biotitkej plagioklasovej pararule Rudňany, vrt Ry-Z-57/171,0 m

Zväčš. 44×, X nik.

Fig. 17. Hydrothermally chloritized garnet in a fine-grained granatic-biotite plagioclase paragneiss

Rudňany, bore Ry-Z-57/171,0 m

44× enlarged, X nicols

II.3. Amfibolicko-biotitické plagioklasové pararuly

Táto skupina vytvára prechody z biotitických plagioklasových pararúl do amfibolitov. Najčastejšie tvorí len niekoľkokocentimetrové šmuhy v biotitických

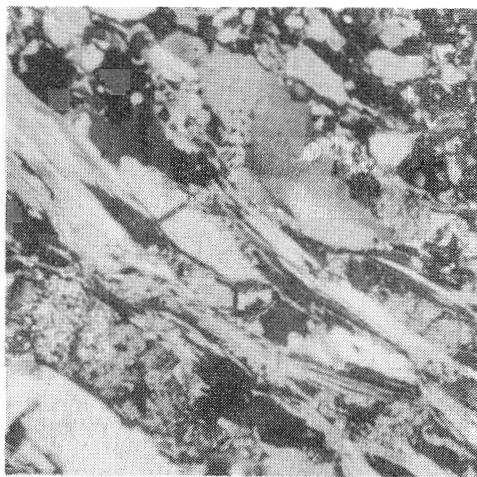
plagioklasových pararulách. Amfibol týchto pararúl je sýtozelený, výrazne pleochroický. Tam, kde bola hornina hydrotermálne premenená, ho dorastá mladšia generácia svetlozeleného až bezfarebného amfibolu. Distribúcia amfibolov je aj tu nerovnomerná a miestami sú polohy bohaté na amfibol.

II.4. *Granaticko-amfibolicko-biotitické plagioklasové pararuly*

V tejto zriedkavej variete množstvo uvedených tmavých minerálov v detaile silne varíruje a niektorý z nich je často len vedľajšou až akcesorickou súčasťou.

II.5. *Muskovitické pararuly*

Predstavujú makroskopicky svetlejší horninový typ. Celkový podiel muskovitu varíruje. Typickým príkladom muskovitických pararúl. najčastejšie s okatou (oftalmitickou) textúrou, sú variety z vrtoz Ry-58/R — V 57,6—57,8; M-XIX-III/120,5; M-XIX-III/126,5 a i. V poslednom prípade majú nevýraznú plošnoparalelnú textúru aj na priečnom reze. V profiloch vrtoz okaté muskovitické pararuly pozvoľne prechádzajú do prevládajúcich biotitických plagioklasových pararúl. Prítomnosť muskovitu v pararulách svedčí o variabilnom východiskovom materiáli rúl v študovanej oblasti (obr. 18).



Obr. 18. Pásikovaná muskovitická pararula s hydrotermálne premenenými (zakalenými) plagioklasmi

Rudňany, vrt Ry-59/R Va — 40,20 m

Zväčš. 28×, X nik.

Obr. 6—18 foto Osvald

Fig. 18. Banded muscovite paragneiss with hydrothermally altered plagioclase
Rudňany, bore Ry-59/R Va — 40,20 m

28× enlarged, X nicols

Figs. 6—18 photo Osvald

Diskusia

Po zistení metamorfítov amfibolitovej fácie v mladšom paleozoiku v širšej oblasti Rudňan sa do popredia dostáva problematika interpretácie genézy tohto horninového komplexu, ktorý je intenzitou metamorfnej rekryštalizácie pre Spišsko-gemerské rudohorie netypický. Pritom treba odpovedať najmä na nasledujúce otázky:

a) Za akých podmienok vznikli metamorfity amfibolitovej, resp. epidotit-

ko-amfibolitovej fácie v komplexe metamorfovanom regionálne vo fácií zelených bridlíc;

b) Aký je vek metamorfózy komplexu.

Ešte pred odpoveďou na tieto a niektoré ďalšie otázky pokladáme za vhodné uviesť niekoľko všeobecných poznámok k tejto problematike.

Metamorfne skoky. Na rozdiel od starších predstáv o plynulom zvyšovaní stupňa rekryštalizácie a temperovanosti stabilnej minerálnej asociácie metamorfovaných komplexov sa v posledných rokoch na základe mnohonásobných príkladov a experimentálnych údajov dochádza k záveru, že za priaznivých podmienok (úložné pomery, litológia, tepelný tok) lokálne nastáva „náhle“ (skokovité) zvýšenie metamorfnej rekryštalizácie v rámci jedného horninového komplexu (M. Suk, v tlači).

Úloha zrnitosti eduktu. Doteraz sa u nás prevažne traduje, že z jemnozrnných (populovitých) východiskových hornín za istých *pt* podmienok metamorfózy vznikli v porovnaní s pôvodne zrnitejšími typmi vždy jemnozrnejšie horninové typy. Takéto nesprávne predpoklady aplikovali v minulosti najmä autori bádaajúci metabazity tatroveporid a gemerika. Pritom jemnozrnejšie typy metamorfítov sa označovali za pôvodné jemnozrnné pyroklastiká, zatiaľ čo zrnitejšie typy, ktoré vznikli z hrubozrnných intruzív, ako gabroamfibolity, usmernené gabrediority a pod.

Pri metamorfnej rekryštalizácii má rozhodujúci význam špecifický povrch reagujúcich minerálov späť s účinkom vodnej fázy, resp. ďalších tekavých zložiek ako katalyzátorov metamorfných reakcií. Z toho vychodí, že čím je zrnitosť eduktu (pričom na jeho pôvode v podstate nezáleží) menšia, tým je plocha špecifického povrchu reagujúcich minerálov väčšia, a teda produktom metamorfnej rekryštalizácie v pevnom stave je zrnitejší minerálny agregát.

Vplyv litológie na zonálnosť produktov metamorfózy. Všeobecne uznávaná závislosť medzi jemnozrnným vývojom hornín a podielom organickej hmoty je známa napr. z veporidného kryštalinika. Iným príkladom výrazne heterogénnej zrnitosti v rámci celého komplexu je „medzevský vývoj“ mladšieho paleozoika (P. Reichwalder 1973), v ktorom sú popri jemnozrnných varietách rozličných litologických typov prítomné aj šošovky hrubokryštalických karbonátov. Ich zrnitosť kontrastuje s jemnozrnným vývojom okolných jemnoklastických až pelitomorfných metasedimentov rozličného vývoja.

Z ďalších vlastností pôvodných hornín na zrnitosť produktu metamorfózy vplyva najmä minerálna asociácia eduktu, ich textúrne-štruktúrne znaky, stupeň diagenézy, príp. aj ďalšie faktory. Rozdiely medzi rozmanitými typmi východiskových hornín sa so vzrastajúcou metamorfózou ešte zvyrazňujú. Pravdepodobne najnázornejší príklad selektívneho priebehu metamorfných procesov v jednom komplexe uviedol zo Západných Karpát od Dobšinej L. Rozložník (1965). Pretože sa autor (l. c.) v danej etape štúdia sústredil najmä na genetické otázky vzniku metamorfítov amfibolitovej fácie v prostredí fácie zelených bridlíc, problematika vplyvu litológie pôvodných hornín nie je ani v uvedenej oblasti doriešená.

Za vyšších metamorfných podmienok sa uvedené rozdiely ešte zvyrazňujú (M. Suk, v tlači) a v polohách hornín rozličného zloženia, zrnitosti, obsahu vody a i. vznikajú minerálne asociácie zodpovedajúce podmienkam rozličných facií. Východiskové horniny totiž v priebehu metamorfných procesov reagujú rozdielne a za priaznivých podmienok môže vzniknúť heterogénny metamorfný komplex, pričom rozdiely presahujú aj rámec jednej fácie.

Vychádzajúc z uvedeného predpokladáme, že pozícia psamitov a pyroklastík bázických vulkanitov (príp. redeponovaného materiálu rakoveckého vývoja) karbónu medzi dvoma súvrstviami grafitických bridlíc bola na metamorfnú rekryštalizáciu dosahujúcu nízkoteplotné subfácie amfibolitovej fácie vhodná.

Zistenie veku metamorfných procesov, ktoré vytvorili rulovo-amfibolitový komplex, je pri posudzovaní stavby oblasti Rudnian najdôležitejšie. Pretože problematika nie je jednoznačná, uvádzame ďalej všetky zistené dáta.

a) *Dôvody v prospech variského veku metamorfózy*

Horniny rulovo-amfibolitového komplexu v oblasti Rudnian sa litologicky a metamorfnými asociáciami zhodujú s metamorfitmi oblasti Dobšinej, kde ich L. Rozložník (1965) pokladá za jednoznačne variské, lebo sa obliaky rúl a amfibolitov vyskytujú v konglomerátoch vrchnokarbónskeho veku.

Pararuly a amfibolity sa nachádzajú v „intraformačných“ konglomerátoch karbónu, ako aj v ich bezprostrednom podloží a ovplyvňujú zloženie konglomerátov (okrem obliakov je v konglomerátoch aj psamitický detritus rúl a amfibolitov, napr. miestami hojné granáty a i.). „Intraformačné“ konglomeráty sú miestami anchimonomiktne, pretože podľa charakteru podložia obsahujú obliaky a detritus pararúl alebo amfibolitov.

Najmä tmel intraformačných konglomerátov je menej dynamometamorfovaný ako v konglomerátoch bindtiansko-rudnianskeho typu, čím sú bližšie permským konglomerátom tejto oblasti.

Ak uvažujeme o predtriasovom vzniku minerálnych asociácií týchto metamorfitov, najpravdepodobnejším zdrojom metamorfných procesov sa zdajú magmatické intrúzie. Metamorfóza by tak bola výsledkom zvýšeného tepelného toku v zóne priľahlej k slovenskému (tatro-fatranskému) bloku. Súčasne zistená prítomnosť variských plutónov aj v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria (A. Kovách et al. 1979) túto alternatívu len zvyrazňuje.

Komplex hornín od bazálnych po „intraformačné“ konglomeráty karbónu v oblasti Rudnian môže byť celkove bazálnym súvrstvím a horizont s bohatou karbónskou flórou, ktorú opísal J. Vachtl (1938), je v nadloží. V takto chápanom bazálnom súvrství by výrazné vertikálne aj laterálne striedanie sedimentárnych facií odrážalo sudetskú a krušnohorskú fázu variského orogénu. Podľa našich pozorovaní do karbónskeho súvrstvia v oblasti Rudnian patria postupne: bazálne konglomeráty bindtiansko-rudnianskeho typu, súvrstvie pelitov a psamitov, rulovo-amfibolitový komplex, intraformačné konglomeráty, poloha jemnozrnných hrdzavohnedých psamitov s hojnou flórou a vrchné peliticko-psamitické súvrstvie.

Z úvah nemožno vylúčiť ani permský vek metamorfných procesov, ktoré by mohli odrážať formovanie sa permských granitových masívov v gemeriku (J. Pecho 1978, A. Kovách et al. 1979). V prospech permskej metamorfózy oblasti Rudnian svedčí aj K/Ar vek granatickej biotitickej pararuly zo XVI. horizontu, z prekopy na zlatnícku štruktúru — smerná na východ — prekop P-6, ktorý je 286,5 mil. rokov $\pm$ 15,0 mil. rokov (B. Campbell et al. 1979), čo približne zodpovedá hranici karbón/perm, t. j. astúrskej fáze. O niečo nižší je zistený vek „tonalitickej ruly“ z Vlčej doliny pri Dobšinej (258,5 mil. rokov $\pm$ 2,5 mil. rokov), čo zodpovedá saalskej fáze (l. c.). Naproti tomu amfibol z amfibolitu (gabroamfibolitu) v lome na Langerbergu pri Dobšinej dáva hodnotu 357,7 mil. rokov $\pm$ 15,6 mil. rokov (B. Campbell et al. 1979), čo približne zodpovedá bretónskej fáze (turné).

b) *Dôvody v prospech alpinskeho veku metamorfózy*

V prípade variského veku metamorfózy treba počítať s nahustením rozlič-

ných geologických procesov do karbónskeho obdobia. Išlo by o tieto procesy: sedimentácia bazálneho bindtiansko-rudnianskeho konglomerátu — sedimentácia peliticko-psamitického súvrstvia — metamorfóza (dôsledok granitového plutonizmu vo veporidách alebo gemeridách ?) — erózne odkrytie hornín amfibolitovej fácie ešte v karbóne — vznik „intraformačných“ konglomerátov — sedimentácia fosilonosného horizontu vrchného karbónu — sedimentácia peliticko-psamitického súvrstvia. V prípade akceptovania uvedenej alternatívy vzniku a vývoja tejto horninovej sekvencie do popredia vystupuje problematika veku obidvoch konglomerátových horizontov v karbóne, lebo fosilonosný horizont vystupuje v ich nadloží.

V prípade alpskeho veku vzniku rulovo-amfibolitového komplexu by mohli byť vyšším termálnym členom „párových metamorfných zón“ podľa A. Miyashira (1973). Komplementárny vysokotlakový pás by reprezentovali glaukofanické horniny v meliatskej sérii na južnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria, resp. bloku situovaného medzi „slovenským“ (tatranským) a panónskym blokom.

c) *Dalšie poznámky k veku metamorfózy*

Ani variský vznik amfibolitov a pararúl v oblasti Dobšinej nie je jednoznačný. L. Rozložník (1963, 1965) v oblasti Dobšinej nikde nezistil podložie rúl (čo vyplýva z jeho schematických geologických profilov, l. c. 1963). Možno predpokladať, že konglomeráty sú aj v oblasti Dobšinej prítomné najmenej v dvoch horizontoch a že „dobšinský“ vývoj konglomerátov nad rulovo-amfibolitovým komplexom zodpovedá „intraformačným“ (t. j. vrchným) konglomerátom oblasti Rudnian. V takomto prípade je starší (bretónsky) vek rulovo-amfibolitového komplexu problematický, lebo východiskové horizonty nie sú súčasťou rakoveckého vývoja, ako to interpretuje L. Rozložník (1965).

Miestami sme spozorovali náznak pozvoľného prechodu medzi zložením metamorfných minerálnych asociácií rulovo-amfibolitového komplexu a intraformačných konglomerátov najmä v tmeli konglomerátov, ktorého zloženie zodpovedá predpokladanému eduktu dnešných rúl a amfibolitov. V permských klastikách na S Spišsko-gemerského rudohoria nie sú známe obliaky ani tmel, ktorý by zodpovedal týmto rulám a amfibolitom.

Do úvahy prichádza aj tektonická superpozícia obidvoch konglomerátových horizontov. Proti tomu však svedčí niekoľko faktov, ktoré uvádzame ďalej.

V celej rudnianskej oblasti základné horninové typy majú v karbóne stálu pozíciu v litostratigrafickom slede (obr. 5) na veľkej ploche rudného poľa. Takéto uloženie svedčí proti novej tektonickej pozícii „intraformačných“ konglomerátov nad bazálnymi konglomerátmi a ostatnými nižšími súvrstviami (obr. 3).

Miestami polymiktný alebo oligomiktný charakter „intraformačných“ konglomerátov tiež svedčí proti tektonickej superpozícii obidvoch konglomerátových horizontov nad sebou aj proti ich interpretácii ako „vulkanických brekcií“ (K. Mandáková et al. 1971). Opracovanosť obliakov intraformačných konglomerátov je miestami zreteľná.

Litologický charakter karbónskych súvrství južne od Zapálenice sa na povrchu pozvoľne mení, ubúda tu materiál z rakoveckej série a granitoidov smerom do nadložia za súčasného vyклиňovania pelitického súvrstvia medzi bazálnymi a intraformačnými konglomerátmi. Smerom do predpokladanej prí-

brežnej časti panvy postupne prevažujú konglomeráty (bazálne a intraformačné). Proti tektonickému „zdvojeniu“ konglomerátov svedčí aj zistenie, že vyšší konglomerátový horizont nikde neleží na rakoveckom vývoji.

Záver

V hlbších horizontoch šachty Mier a Zlatník a v prieskumných ložiskových vrtoch bol zastihnutý niekoľko desiatok metrov mocný komplex rúl a amfibolitov. Textúry a striedanie jednotlivých petrografických variet v centimetrových až metrových polohách svedčia o suprakrustálnom pôvode východiskového materiálu. Metamorfná kryštaloblastéza rulovo-amfibolitového komplexu odráža podmienky nízkoteplotných subfácií fácie almandinických amfibolitov. Komplex metamorfítov vystupuje v súvrství označovanom ako „vrchný karbón“.

V banských prácach, povrchových i podzemných vrtoch v širšej oblasti Rudnianskeho okolia sme okrem bazálneho konglomerátu známeho v literatúre pod označením „bindtiansko-rudniansky konglomerát“ zistili, že vyšší konglomerátový horizont, ktorý označujeme ako „intraformačný konglomerát karbónu“, má v prevažnej časti ložiskovej oblasti stálu (10—30 m) mocnosť a stálu litostratigrafickú pozíciu nad rulovo-amfibolitovým komplexom.

Napriek sústredenému úsiliu sa nám jednoznačné kritériá na riešenie veku metamorfózy nepodarilo nájsť. Prítomnosť obliakov a psamitického detritu pararúl a amfibolitov vo vrchnom (intraformačnom) konglomerátovom horizonte svedčí o variskej metamorfóze. Podľa slabšej metamorfózy „intraformačných“ ako bazálnych konglomerátov metamorfné procesy predchádzali sedimentácii vyššieho konglomerátového horizontu. V štúdiu problematiky pokračujeme.

Doručené 4. 6. 1979

Odporúčil I. Varga

LITERATÚRA

- A b o n y i, A. 1970: Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemeríd z oblasti Jelšavy a Dobšinej. *Mineralia slov.*, 2, 7, s. 217—230.
- B a j a n í k, Š. 1976: Niekoľko poznámok k problematike paleozoických metabazitov v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. In: *Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria*. Košice, Slov. geol. úrad — Geol. prieskum Sp. N. Ves, s. 146—148.
- C a m b e l, B. — B a g d a s a r j a n, G. P. — V e s e l s k ý, J. — G u k a s j a n, H. Ch. 1979: Zhodnotenie výsledkov jadrovo-geochronologických výskumov hornín kryštalínika Západných Karpát. *Geol. zbor. Geologica carpath.*, 30.
- G u b a č, J. 1969: Petrografická a geochemická charakteristika hlavných typov hornín karbónu a rakoveckej série. *Zbor. geol. vied, rad ZK. 11*, s. 7—51.
- G u b a č, J. 1978: Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. *Záp. Karpaty, ser. min. petr. geoch. metal.*, 4, 229 s.
- H o v o r k a, D. 1971: Genéza niektorých typov amfibolických hornín veporíd a Braniska. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 21, s. 67—127.
- H o v o r k a, D. 1969: Metasomatické premeny amfibolitov Malej Fatry. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 49, s. 5—61.

- Hudáček, J. 1970: Závěrečná správa a výpočet zásob na ložisku Zlatník — PP, 1970. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves.
- Kamenický, J. — Krist, E. 1969: Erläuterungen zu Karte der metamorphen Zonen der Westkarpaten. Acta geol. Acad. Sci. hung., 13, S. 9—20.
- Kováč, A. — Svingor, E. — Grecula, P. 1979: Nové údaje o veku gerneridných granitov. Mineralia slov., 11, 1, s. 71—76.
- Mandáková, K. — Drnzíková, L. — Hudáček, J. 1971: Eruptívne horniny v rudňanskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. Mineralia slov., 3, 11, s. 215—230.
- Miyashiro, A. 1973: Metamorphism and Metamorphic Belts. New York, 428 p.
- Pecho, J. 1978: Niektoré problémy metalogenézy antimonitových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 71, s. 13—38.
- Pecho, J. — Popreňák, J. 1962: Geologicko-tektonická stavba okolia Rudňan a jej vzťah k rudným výskytom. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 61, s. 223—234.
- Popreňák, J. — Grecula, P. — Mihalov, J. 1973: K problému stavby a vývoja žil v Rudňanoch. Mineralia slov., 5, 3, s. 279—286.
- Ramberg, H. 1952: The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago, 317 p.
- Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. vied, rad ZK, 18, s. 99—140.
- Rozložník, L. 1963: Bázické vulkanity v karbóne dobšinského vývinu. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 27, s. 35—48.
- Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. Zbor. geol. vied, rad ZK 4, s. 95—142.
- Snopko, L. 1962: Štúdium drobnotektonických prvkov vzniklých pri metamorfóze paleozoických útvarov v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 61, s. 157—164.
- Suk, M. (v tlačí). Petrologie metamorfovaných hornín. Praha.
- Vachtl, J. 1938: O karbónu medzi Dobšinou a Koterbachy (Slovenské rudohoří). Sbor. Stát. geol. úst., 12, s. 65—98.
- Varčeková, A. 1973: Petrograficko-mineralogická charakteristika amfibolitov pri ložisku Mútnik. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 61, s. 123—128.
- Varga, I. 1973: Mineralnyje asocijacii regionalnogo metamorfizma i ich zonalnost v Spišsko-gemerskom rudogorii. Mineralia slov., 5, 2, s. 115—133.
- Vozárová, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. vied, rad ZK, 18, s. 7—91.
- Winkler, H. G. F. 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin — Heidelberg — New York, 237 S.

Amphibolite facies metamorphites in the Rudňany area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians)

DUŠAN HOVORKA — JÁN MIHALOV — KAROL ONDREJKOVIČ

In the Rudňany area (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., West Carpathians) known for its hydrothermal siderite vein bodies occurring in a Middle to Upper Carboniferous complex, represented by various metasediments and metaeffusive rock types metamorphosed in a greenschist facies, a layer of higher metamorphosed rocks appears. These higher metamorphosed rocks were described in the past as a complex intrusive body.

Metamorphic rocks of amphibolite facies build a layer running conformly with fold deformation of Carboniferous complexes. The thickness of this metamorphite complex of gneiss and amphibolite nature is approximately 50, in places even 100 meters. Their geological position is stable. They occur as

a rule in the close basement of an "intraformational" Carboniferous conglomerate, differing from the basal conglomerate named as a "Bindt-Rudňany conglomerate", by lithological filling and conspicuously lower degree of metamorphism. The constant geological position of this type of metamorphite complex is documented by its occurrence approximately 100—200 meters above the basal conglomerate. Based on recent examinations the vertical schematic upward section through the Carboniferous sequence in the Rudňany area is as follows: "basal" conglomerate of the Bindt-Rudňany type — gray metapelites and metapsamites — a gneiss-amphibolite horizon — fine-grained rusty weathering psamite with abundant flora (J. Vachtl 1938 — Westphalian) — "intraformational" conglomerate — grey metapelites and metapsamites. The whole Carboniferous sequence (except for gneiss and amphibolite) has been metamorphosed in low-temperature subfacies of the greenschist facies.

Paragneisses and amphibolites represent main rock varieties of the amphibolite facies metamorphites. The paragneiss consists of quartz, plagioclase (An_{28}), garnet, muscovite, hornblende; the amphibolites bear brownishgreen to brown hornblende, plagioclase up to An_{30} , garnet and accessories. According to quantitative distribution of these minerals a scale of rock varieties may be distinguished between gneisses and amphibolites.

In addition to predominating parallel oriented rock structures, these amphibolite facies rock types are noted for frequent banded structures (alternation of amphibolite and paragneiss beds), augen and locally also pearl structures. In the augen structures, the augen are made up of the younger plagioclase generation (An_{6-10}). Mutual multiple alternation of paragneisses and rocks of volcanic origin in this rock substance is quite typical (psammites and pyroclastics of basic volcanics, ev. redeposited material from the Rakovec Group of Early Paleozoic age).

Due to ascertained gneiss and amphibolite fragments or detritus of psammitic grain-size occurring in the "intraformational" conglomerate we suggest a Variscan age of the metamorphism. The position of psammites and pyroclastics of basic volcanics in between pelitic-psammitic beds with organogene admixture promoted metamorphic recrystallization under conditions of low-temperature subfacies of the amphibolite facies. Such nature of metamorphic processes most likely reflects heat-flow the distribution pattern of during the Variscan granitoid intrusions.

Preložil D. Hovorka

RECENZIA

Y. I. Birjukov et al.: **Racionalnaja set' predvaritel'noj razvedki**. Metodicheskoje posobie. Moskva, Nedra 1978. 261 s., 94 obr.

Recenzovaná kniha rieši zložitú problematiku optimalizácie hustoty prieskumnej siete, ktorá je vo svetovej lité-

ratúre prepracovaná veľmi slabo. V ZSSR sa 20—30 % všetkých nákladov na vyhľadávanie a prieskum vynakladá na etapu predbežného prieskumu, preto aj úspory dosiahnuté optimalizáciou hustoty prieskumnej siete sú veľké.

Kniha je rozdelená na dve hlavné časti: geologickú a metodickú. V geolo-

gickej autori stručne charakterizujú tri hlavné morfológické typy ložísk: 1. vrstvomé a vrstvivité, 2. žilnikové, 3. žilné a šošovkovité. Pretože premenlivosť rozličných parametrov ložiska sa musí overiť prieskumom, ale súčasne ovplyvňuje aj metodikú prieskumných prác, odporúčajú autori súbor ukazovateľov premenlivosti ložiska: koeficient variácie, koeficient rudonostnosti, koeficient nesúvislosti, koeficient predĺženia, modul obvodu, koeficient bohatosti rudy.

Charakteristika troch hlavných morfológických skupín ložísk sa opiera prevažne o dobre preskúmané ložiskové typy, ale aj o niektoré poznatky zo zahraničných ložísk. V charakteristike ložísk sú mnohé geologickoprieskumné údaje o známych lokalitách v ZSSR, a to bauxitu, Cu-pieskovca, Pb—Zn-rúd v karbonátoch, žilnikovo-impregnačných ložiskách Cu, Mo, W, Sn, fluoritu, o kýzových ložiskách a ložiskách zlata.

Pri definícii racionálneho prieskumného systému autori venujú pozornosť pomeru objemu vrtných a banských diel. Z tabuliek zovšeobecňujúcich skúsenosti z prieskumu sovietskych ložísk sa dá usudzovať, že v používaných prieskumných systémoch majú vrty podstatne vyšší podiel ako u nás. Autori opisujú špecifické črty ďalších činností v etape predbežného prieskumu. Ide o vzorkovanie, geofyzikálne metódy na určovanie kvality nerastnej suroviny a dokumentáciu. Tieto krátke kapitoly majú pomocný charakter a sú dosť všeobecné. Napriek tomu aj v nich môže náš čitateľ nájsť viaceré užitočné údaje. Ide napr. o vzorkovanie prieskumných vrtvov pri malom výnose jadra, kde autori odporúčajú okrem vrtného jadra vzorkovať aj drvinu z kalovky a materiál z usadzovacích nádrží na povrchu, pravda, pri dodržaní istého postupu preplachovania a paženia.

Závažnou je kapitola Výsledky experimentálnej analýzy prieskumnej siete rozličných typov ložísk. Jej hlavným cieľom je sledovať závislosti medzi množstvom prieskumných diel a stupňom hodnovernosti prieskumu ložiska, ktorý je vyjadrený relatívnymi chybami priemerných hodnôt parametrov: mocnosti, obsahu úžitkovej zložky, zrudenej plochy. Podľa modelov sa dobývali a ťažobným prieskumom dobre charakterizovali ložiská, na ktorých bolo možno

utvoriť experimentálne prieskumné siete maximálnej hustoty, postupne ich zriediť a zároveň sledovať vplyv zriadenia na rast relatívnych chýb parametrov. Použitie počítača umožnilo sledovať závislosti pri rozličných variantoch zriadenia, ktorých počet dosahoval tisíce až desaťtisíce. Početné tabuľky a diagramy zobrazujú závislosť relatívnej chyby parametrov od stupňa zriadenia experimentálnych sietí na hlavných priemyslových genetických typoch ložísk.

Autori sa zaoberajú aj doteraz neriešenou otázkou — počtom negatívnych prieskumných diel, ktoré sa pri prieskume, hlavne v jeho nižších etapách nevynutne vyskytujú. Otázka voľby optimálnej hustoty prieskumnej siete je aktuálna najmä v príprave, v období projektovania prieskumnej etapy, a preto autori zamerali záverečnú kapitolu na aktuálnu problematiku — metodicu stanovenia optimálnej hustoty prieskumnej siete pri projektovaní predbežného prieskumu. Podávajú v nej podrobný metodický výklad projektovania pri využití nových poznatkov. Podľa nášho názoru by si v tejto kapitole zaslúžili väčšiu pozornosť kondície s ohľadom na ich vývin v čase a hlavne v ďalšej budúcnosti. Bolo by zaujímavé vo väčšej miere korelovať relatívne chyby parametrov s kategóriami zásob nerastných surovín. Autori konštatujú, že metodika na overovanie zásob kategórií C_1 , C_2 , ktorú navrhujú, ukazuje, že náklady môžu byť 2—4-krát nižšie, ako sú v doterajšej praxi.

Recenzovanú publikáciu odporúčame širšiemu okruhu prieskumných geológov. Pri jej používaní si treba uvedomiť existujúce odlišnosti náplne etáp geologického prieskumu u nás. Publikácia sa zaoberá problematikou, ktorá u nás vystupuje zväčša v etape vyhľadávacieho prieskumu. Jej význam je pre nás o to väčší, že núti uvažovať o celkovej náplni a zameraní našich prieskumných etáp. Túto zaujímavú a významnú publikáciu odporúčame najmä tým, ktorí projektujú, usmerňujú a hodnotia geologickoprieskumné práce, a tým, čo sa chcú podrobnejšie zoznámiť s teoretickou problematikou a praktickými výsledkami optimalizácie geologickoprieskumných prác.

Miloslav Böhm

Distribúcia a korelácia stopových prvkov v čiernych bridliciach kryštalinika Malých Karpát

(10 obr. a 6 tab. v texte)

BOHUSLAV CAMBEL — MILOSLAV KHUN*

Распределение и корреляция редких элементов в чёрных сланцах кристаллиника Малых Карпат

В течении геохимических изучений чёрных сланцев кристаллического массива Малых Карпат была исследована дистрибуция избранных редких элементов, их взаимная корреляция и отношение к органическому углероду в породе. Геохимическое сопоставление чёрных сланцев в продуктивных зонах антимонитового оруденения и вне этих зон дало геохимическую характеристику образцов продуктивных зон. На основании дискриминантного анализа можно определить приуроченность образцов к продуктивной зоне. У сланцев зон оруденения повышенное содержание ванада, меди и никеля.



Distribution and correlation of trace elements in black shales of the Malé Karpaty Mts. crystalline (SW Slovakia)

Geochemical investigation of black shales in the crystalline of Malé Karpaty Mts. revealed distribution patterns and correlations between single trace element contents and their relations to the organic carbon content in the rock. Geochemical comparisons of black shales taken from the productive belt of antimonite mineralization with samples taken outside of the belt allowed to characterize the geochemistry of black shales composing the productive ore-bearing belt. Discrimination analysis results ascribed the selected samples to the productive belt. Shales within the belt have elevated V, Cu and Ni contents.

Názor o syngenetickej povahe Sb-zrudnenia v oblasti Malých Karpát, ktorý naznačil A. Maucher a i., otvára nové možnosti a predpoklady objaviť anti-monitové zrudnenia, a to potenciálne všade tam, kde boli vhodné podmienky

* Akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Miloslav Khun, Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 26 Bratislava.

na akumuláciu sulfidov v bitúminóznych horninách v blízkosti sedimentov.

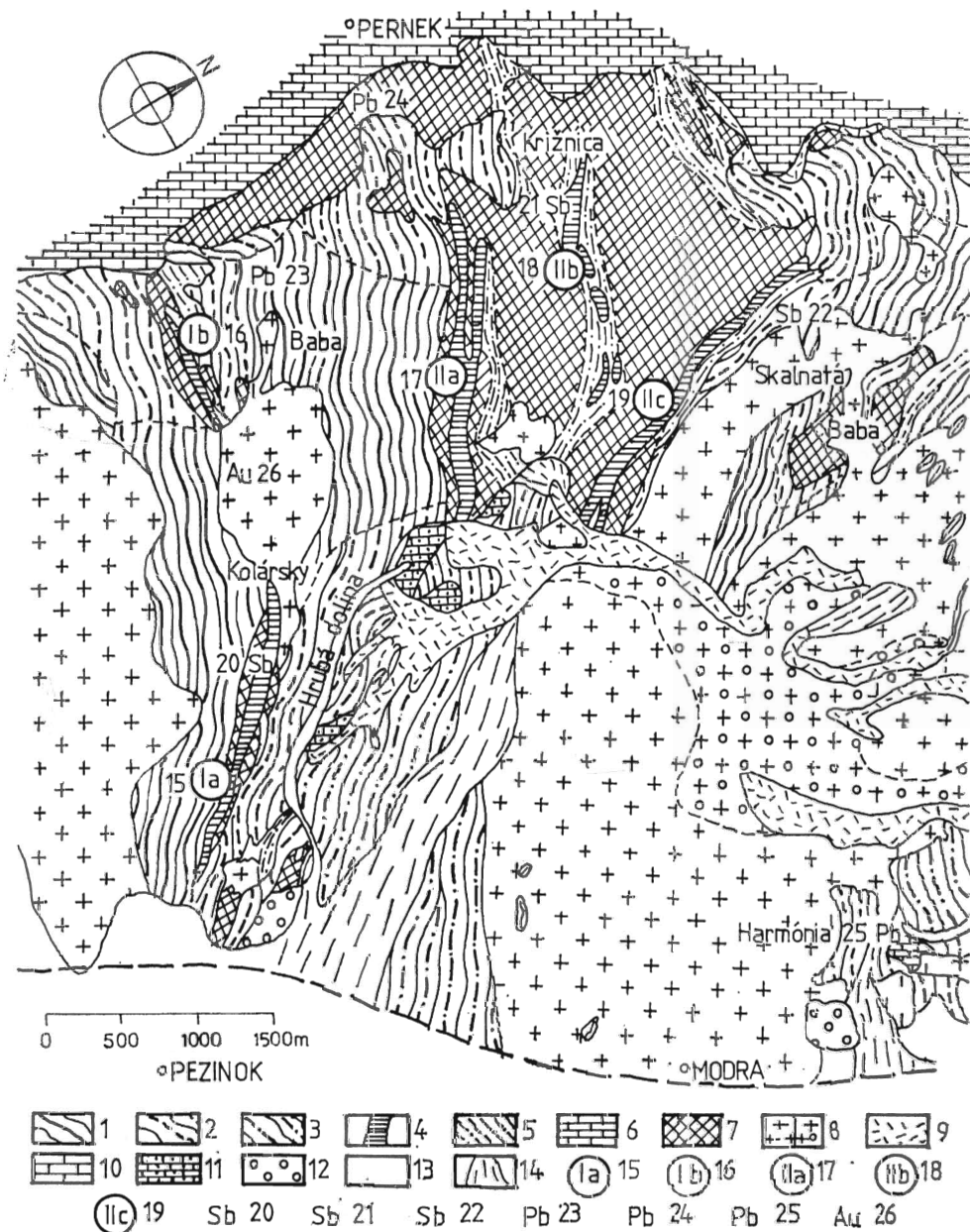
Ale doterajšie rozsiahle vrtné a banské prieskumné práce v oblasti Malých Karpát, ktoré viedol S. Polák, potvrdili, že sa akumulácie Sb-minerálov ekonomického významu vytvorili tam, kde boli vhodné mladšie rudolokalizujúce podmienky, kde sa prejavila hydrotermálna činnosť a kde je epigenetické uloženie rúd. Preto sa prieskum Sb-zrudnenia, pôvodne metodicky orientovaný na vyhľadávanie syngenetických ložísk, musel preorientovať na metódy používané pri vyhľadávaní epigenetických ložísk. Prejavy zrudnenia v granitoidných horninách, ktoré prieskum zistil (osobná informácia S. Poláka), poukazujú na paragenetickú súvislosť zlato-arzenopyritovo-kremeňového a antimonitovo-karbonátovo-kremeňového zrudnenia. Takéto typy mineralizácie sa doteraz chápali ako od seba nezávislé. Súhrnne možno povedať, že hlavným argumentom hovoriacim v prospech primárneho sedimentárneho zdroja Sb-rúd je výskyt ložísk v produktívnom súvrství s obsahom pyritového zrudnenia. Hlavným argumentom o existencii hydrotermálneho antimónu je silná hydrotermálna premena hornín na miestach Sb-zrudnenia a epigenetický charakter týchto akumulácií, ktorý banské práce opätovne potvrdili.

Uvedenú rozpornosť sa usilujeme objasniť tým, že robíme rozsiahly komplexný geochemický výskum hornín, minerálov a rúd z produktívnych zón a mimo nich a porovnávajú sa výsledky z výskumu obidvoch typov zrudnenia (pyritového a antimonitového). Týka sa to bádania zlata v sulfidických mieračoch, štúdia obsahu uránu, tória v horninách a rudách, kolísania obsahu organického uhlíka, Ni, Co, V, Cu, Zn, As, Sb, Hg v rozličných akumuláciách rúd a hornín v oblasti Malých Karpát. Skúmala sa vzájomná obsahová závislosť týchto prvkov od litológie hornín rozličných typov, regiónov a metamorfných stupňov alebo od ich obsahu v ľahkej a ťažkej frakcii hornín. Treba zistiť, či tmavé bridlice produktívnych zón majú zvýšený obsah antimónu, ktorý by mohol byť zdrojom akumulácie rúd dostatočným nahromadením. Pre zložitosť stanovovania obsahu Sb v horninách nebolo možno obsah tohto prvku uviesť v tejto práci.

V Malých Karpatoch sa tmavé bitúminózne bridlice vyskytujú vo veľkej miere. Sú regionálne rozšírené najmä v harmónskej sérii a sú pre ňu typické. V podložnom pezińsko-perneckom kryštaliniku sa polohy tmavých bridlíc vyskytujú najmä vo vulkanogénno-sedimentárnych sériách, a to v horizontoch, v ktorých sa prejavila vulkanická aktivita. Pod jej vplyvom sa akumuloval tufogénny materiál, ale vo zvýšenej miere aj organogénne zložky, ktoré sa v tmavých bridliciach konzervovali a fosilizovali. Preto z geochemického hľadiska predstavujú bridlice pestré horizonty s obsahom metalických prvkov. Zvýšenie obsahu kovov je vulkanogénneho pôvodu alebo súvisí s organogénno-biogénnou akumuláciou prvkov. Kombináciou týchto dvoch faktorov vznikli aj pyritové ložiská s prímесou ďalších chalkofilných prvkov. Úlohou našich výskumov bolo geochemicky a litologicky charakterizovať nielen komplexy tmavých bridlíc produktívnych zón, ale preštudovať aj tie tmavé bridlice, ktoré sú mimo zón syngenetickej mineralizácie. Už doterajšie bádanie poukazuje na to, že produktívne súvrstvia sa od bežných tmavých bridlíc geneticky odlišujú. Diskriminačnou analýzou (M. K h u n 1977) možno na základe zvýšeného obsahu V, Cu a Ni zistiť, či ide o tmavé bridlice zo zrudneného súvrstvia alebo o tmavé bridlice mimo produktívnych zón. Stavbu a členenie

produktívnych zón malokarpatského kryštalinika znázorňuje geologická mapka. Litológia hornín a celková charakteristika rudnej disperzie je v práci B. Cambela (1959) a B. Cambela — J. Jarkovského (1967).

Systematický výskum geochémie tmavých bridlíc kryštalinika Malých Karpát



sa na Katedre geochémie PFUK začal v letných mesiacoch roku 1975. Do konca roku 1977 prebehli jeho dve etapy.

V prvej etape sa bádanie zameralo na horniny ako celok, teda bez ohľadu na to, či ide o rudonosné polohy alebo nie. Sledovala sa distribúcia vybraných prvkov, ich vzájomné korelácie, ich vzťah k organickému uhlíku a spôsob väzby prvkov v horninách.

V druhej etape sa súbor vzoriek doplnil a rozdelil na vzorky hornín z produktívnych rudonosných zón malokarpatského kryštalinika a na vzorky z lokalít mimo produktívnych zón. Na počítači sa vykonala diskriminačná analýza. Bituminózne bridlice, najmä metamorfity, sa bádali aj osobitne, a to z hľadiska obsahu a charakteru organickej substance (B. Cambel — V. Šimánek — V. Kleinertová 1975, M. Havlík 1977).

Stručné závery z výskumu organickej substance:

Obsah organického uhlíka sa pohybuje od 0,027 do 13,92 %, priemerný obsah v produktívnych zónach je 3,72 %, v horninách mimo produktívnych zón

Obr. 1. Prehľadná geologická mapa pezinsko-perneckého kryštalinika s hlavnými výskytmi ložísk (podľa B. Cambela 1959)

Paleozoikum: 1 — svory až ruly (smer šrafovania bridlic indikuje generálny priebeh vrstvovitosti a bridličnatosti hornín), 2 — fylity, 3 — fylitické horniny harmónskej série, 4 — produktívne rudonosné zóny s kýzovými ložiskami, 5 — súvrstvie aktinolitických bridlic s prevahou metamorfovaných pyroklastík bazického vulkanizmu, 6 — vápencové polohy v harmónskej sérii, 7 — magmatogénne amfibolity a amfibolické horniny v rozličnej miere extrúziívne i hypobasálne metamorfované, 8 — granitoidné horniny. Mezozoikum a mladšie útvary: 9 — spodnotriasové kremence a kremenité arkózy, 10 — mezozoikum vcelku, 11 — mezozoické svetlé vápence v oblasti Hrubej doliny (stredný trias ?), 12 — kvartérny štrk, 13 — sutina, hĺna a kvartér vcelku, 14 — dejekčné a soliflukčné kužele

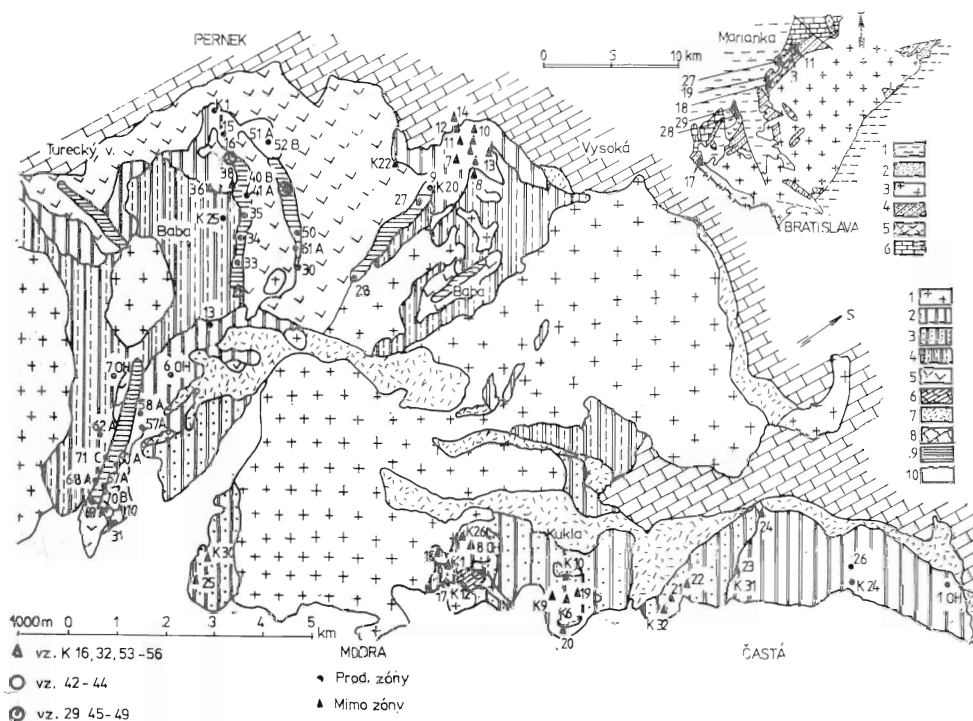
Rudonosné zóny: 15 — zóna Pezinok — Kolársky vrch, 16 — zóna Turecký vrch, 17 — zóna Rýhová — Augustín — Karol, 18 — zóna Rybníček — Čertov kopec — Križnica, 19 — zóna Köberling — Skalná — Kuchynská dolina

Ložiská a výskyt: 20 — antimonitové ložisko Pezinok-Cajla pod Kolárskym vrchom, 21 — antimonitové ložisko Pernek pod Križnicou, 22 — antimonitové ložisko Kuchyňa, 23 — olovo-zinkový revír pod Babou, 24 — galenitovo-pyrargyritové ložisko Svätodušnej štôľne, 25 — galenitové ložisko Trojičnej štôľne, 26 — ložiská zlata, Pezinok.

Fig. 1. Geological outline of the Pezinok-Pernek crystalline area and the ore deposits (after B. Cambel 1959). Explanations: 1 — mica schist and paragneiss (the hachure indicates bedding and schistosity directions). 2 — phyllite, 3 — phyllitic rocks of the Harmónia group, 4 — the productive ore belt with sulphidic deposits, 5 — actinolite slate sequence (mainly metamorphosed basic pyroclastics), 6 — limestone in the Harmónia group, 7 — extrusive and intrusive basic eruptive metamorphosed to amphibolite and amphibolite-bearing rock, 8 — granitoids (1–8 — Paleozoic), 9 — quartzite, quartz arcose, Lower Triassic, 10 — Mesozoic rocks undivided, 11 — light limestone of the Hrubá dolina valley, Middle Triassic (?) (9–11 — Mesozoic), 12 — gravel, Quarternary, 13 — loam, slope debris and Quarternary rock undivided, 14 — dejection and solifluction cone. Ore-bearing belts: 15 — Pezinok — Kolársky vrch hill, 16 — Turecký vrch hill, 17 — Rýhová — Augustín — Karol belt, 18 — Rybníček — Čertov kopec hill — Križnica belt, 19 — Köberling — Skalná — Kuchynská dolina valley. Deposits and occurrences: 20 — the Pezinok-Cajla antimony deposit below the Kolársky vrch hill, 21 — the Pernek antimony deposit below Križnica, 22 — the Kuchyňa antimony deposit, 23 — the lead-zinc district below the Baba hill, 24 — the galena-pyrargyrite deposit of the Svätodušná štôľna adit, 25 — the galena deposit of the Trojičná štôľna adit, 26 — gold deposits of the Pezinok district.

2,04 ‰. Disperzia organickej substancie je v štádiu silnej karbonifikácie, vznikol z nej antracit a asi 2—4 ‰ iných organických látok (bitúmeny, humíny, kerogén). Litofaciálny charakter hornín (jemnozrnnosť horniny a disperzia častíc) je z hľadiska kvantitatívneho obsahu a kvalitatívneho zloženia organickej substancie základným a rozhodujúcim faktorom.

Disperzná organická látka v horninách sa už v prvých štádiách pri slabšej regionálnej metamorfóze premenila na silne karbonifikovanú zložku, a preto ďalšia progresívna metamorfóza hornín nevstisla organickej substancii osobitné



Obr. 2. Mapa odberu vzoriek

Pezinsko-pernecké kryštalinikum: 1 — granitoidné horniny, 2 — fylity, 3 — bridlice harmónskej série, 4 — rula, 5 — amfibolity, 6 — vápence harmónskej série, 7 — spodnotriasový kremenec, 8 — nerozčlenené mezozoikum, 9 — produktívne rudonosné zóny, 10 — mladšie útvary (paleogén, neogén, kvartér)

Oblasť Bratislava: 1 — neogén a mladšie útvary, 2 — spodnotriasový kremenec, 3 — bratislavský granitoidný masív, 4 — fylit až rula, 5 — amfibolity a iné metabazity, 6 — mezozoikum vcelku (upravené podľa B. Cambela — J. Valacha 1956)

Fig. 2. Sample site map (modified from B. Cambel — J. Valach 1956). Explanations: 1 — granitoids, 2 — phyllite, 3 — slate of the Harmónia group, 4 — gneiss, 5 — amphibolite, 6 — limestone of the Harmónia group, 7 — quartzite, Lower Triassic, 8 — Mesozoic, undivided, 9 — productive ore-bearing belt, 10 — younger sediments (Cenozoic, Quaternary). The Bratislava area: 1 — young sediments (Neogene to Quaternary), 2 — quartzite, Lower Triassic, 3 — the Bratislava granitoid massif, 4 — phyllite to paragneiss, 5 — amphibolite and other metabasite, 6 — Mesozoic undivided.

charakteristické črty. Výnimkou je, že pri vyššej metamorfóze pribúdajú reťazce *n*-alkánov s vyšším počtom uhlíkov 21—25 (M. Havlík 1977).

V tmavých bridliciach malokarpatského kryštalinika sme skúmali tieto prvky: B, V, Cu, Ni, Co, Cr, Ba, Sr, Ti, Pb, Sn, Ga, Zr. Podľa ich najčastejšieho obsahu v tmavých bridliciach ich možno rozdeliť do štyroch skupín. Sú to:

1. prvky, ktoré sú v tmavých bridliciach vo vyššej koncentrácii a ktoré sa pozitívne zistili vo všetkých vzorkách; je to Ti, Ba (V);*
2. prvky bežne sa vyskytujúce v tmavých bridliciach v obsahu do 200 g/t; aj tie sa pozitívne zistili vo všetkých prípadoch; ide o V, Zr (Cr, Sr, Ba);
3. prvky s najčastejším obsahom od 10 do 100 g/t: Cr, Cu, Ni, Sr, B (B sa nezistil v 9 prípadoch);
4. prvky s obsahom pod 10 g/t a v stopových množstvách: Co, Pb, Sn, Ga (Sn a Ga boli vo väčšine vzoriek len v stopových množstvách alebo sa nezistili vôbec).

Zo sumarizácie a z rozdelenia prvkov do skupín možno vidieť veľkú variabilnosť obsahu, najmä stopových prvkov v zátvorkách, pri ktorých je rozdiel v obsahu často veľký a dosahuje 1—2 rády. Celkove možno konštatovať, že okrem Zr ani jeden zo sledovaných prvkov nevykazuje v tmavých bridliciach malokarpatského kryštalinika rovnomerný obsah. Priemerné hodnoty sa v nerovnakej miere približujú k priemerným hodnotám, ktoré pri podobných horninách uvádzajú viacerí autori.

V tab. 1 sú priemerné hodnoty študovaných prvkov v ppm zo 76 spektrálnych analýz a ich štatistické charakteristiky.

Základné štatistické charakteristiky skúmaných mikroprvkov tmavých bridlic kryštalinika M. Karpát
Main statistical characteristics of investigated elements of black shales in the Malé Karpaty Mts. crystalline

Tab. 1

Prvok	$\bar{x}$	S	Medián	Rozsah	Najčast. obsah	V (%)
B	44	57	38	0—410	0—20	129
V	386	737	138,5	< 30—6000	0—156	191
Cu	96	175	38,5	3,6—1350	0—20	182
Ni	114	254	37,5	< 10—1860	0—40	222
Co	8	9	10	0—65	0—10	112
Cr	113	145	37,5	st—1000	75—90	128
Ba	4956	5193	955	38—10000	> 10000	104
Sr	175	196	141	st—1950	0—100	112
Ti	4607	2005	4900	410—10000	5000—6000	43
Pb	8	18	< 10	0—155	0—2	225
Zr	120	55	118,5	< 30—282	140—160	46

$\bar{x}$ — aritmetický priemer, S — smerodajná odchýlka, V — variačný koeficient v % (76 analýz).

$\bar{x}$ — arithmetic mean S — standard deviation, V — coefficient of variation in % (76 analyses).

* Prvky v zátvorkách majú veľkú obsahovú variabilitu.

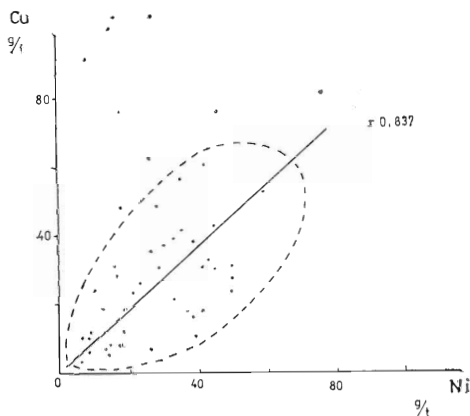
Pri štúdiu vzťahov medzi sledovanými prvkami sa vychádzalo z korelačných koeficientov, ktoré sa počítali z výsledkov kvantitatívnej ŠPA na počítači WANG 2200 B. Korelačná matica je v tab. 2. Najvyšší korelačný koeficient

*Korelačná matica študovaných prvkov tmavých bridlíc
malokarpatského kryštalinika
Correlation matrix of investigated elements of black shales
in the Malé Karpaty Mts crystalline*

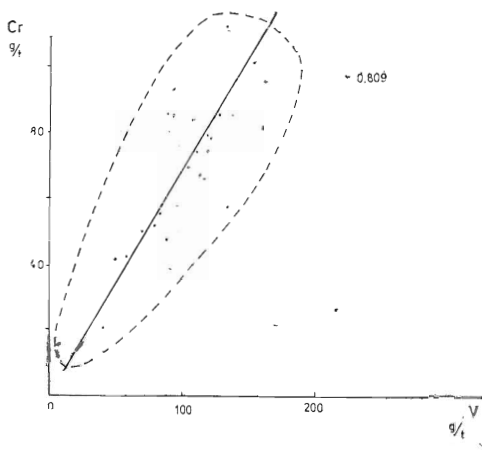
Tab. 2

	B	V	Cr	Ba	Pb	Cu	Ni	Co	Sr	Ti	Zr
B	1.000										
V	0.013	0.999									
Cr	-0.045	0.809	1.000								
Ba	0.106	0.300	0.183	0.999							
Pb	-0.021	0.117	-0.000	0.013	0.999						
Cu	-0.079	0.019	0.112	-0.018	0.019	1.000					
Ni	-0.077	0.053	0.033	-0.088	0.016	0.837	0.999				
Co	-0.108	-0.058	0.082	-0.062	-0.065	0.720	0.793	1.000			
Sr	-0.203	-0.236	-0.144	-0.244	-0.099	-0.123	-0.176	-0.057	1.000		
Ti	-0.024	-0.129	0.165	0.041	-0.140	-0.148	-0.364	0.054	0.113	0.999	
Zr	-0.014	0.175	0.086	0.233	-0.049	0.087	0.077	0.117	-0.153	0.318	1.000

$r = 0,837$ bol vypočítaný pre dvojicu prvkov Cu—Ni. Vysoký korelačný koeficient mala aj dvojica prvkov Cr—V. Dobrá korelácia týchto prvkov zrejme vyplýva z podobných geochemických vlastností. Korelačné grafy Cu/Ni a Cr/V sú na obr. 3 a 4.



Obr. 3. Korelačný graf Cu/Ni
Fig. 3. Correlation plot of Cu/Ni

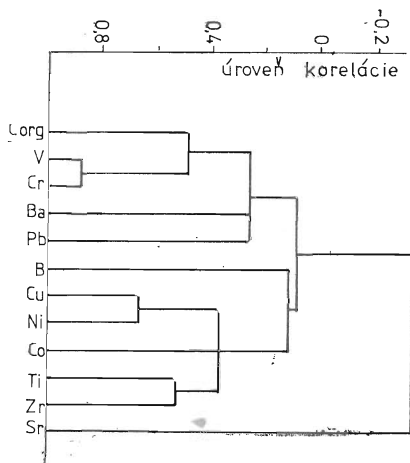


Obr. 4. Korelačný graf Cr/V
Fig. 4. Correlation plot of Cr/V

Ku každému prvku sú podľa klesajúcej hodnoty korelačného koeficienta priradené príslušné prvky. Prvky pod čiarami vykazujú k napísanému prvku zá-

pornú koreláciu. Napr. pri Cu klesá geochemická afinita od Ni po Pb (kladné korelačné koeficienty) a od Ti po Ba (záporné korelačné koeficienty).

Na ilustráciu vzájomných vzťahov medzi sledovanými prvkami sme zostavili dendrogram vyjadrujúci hierarchické postavenie vypočítaných skupín. Z obr. 6 sú spájané skupiny prvkov pri istej úrovni korelácie. Najtesnejšie je spojený V a Cr a ďalej skupina troch prvkov: Cu, Ni a Co. Bór a stroncium stoja v schéme samostatne, nekorelujú s nijakým iným prvkom.



Obr. 5. Dendrogram študovaných prvkov v tmavých bridliciach

Fig. 5. Dendrogram of trace element contents in black shale

Aby sa mohli brať do ohľadu aj záporné korelácie, zostavili sme tabuľku geochemickej afinity prvkov tmavých bridlíc malokarpatského kryštalinika (tab. 3).

Tabuľka geochemickej afinity skúmaných prvkov v tmavých bridliciach malokarpatského kryštalinika

Representation of geochemical affinity of investigated elements in black shales of the Malé Karpaty Mts. crystalline

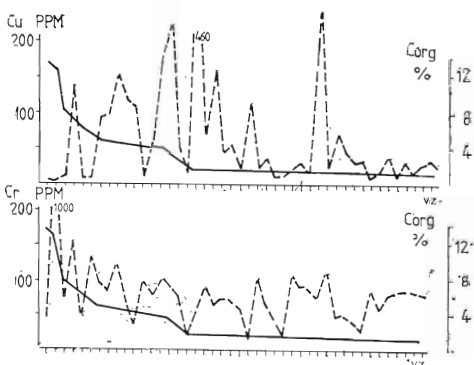
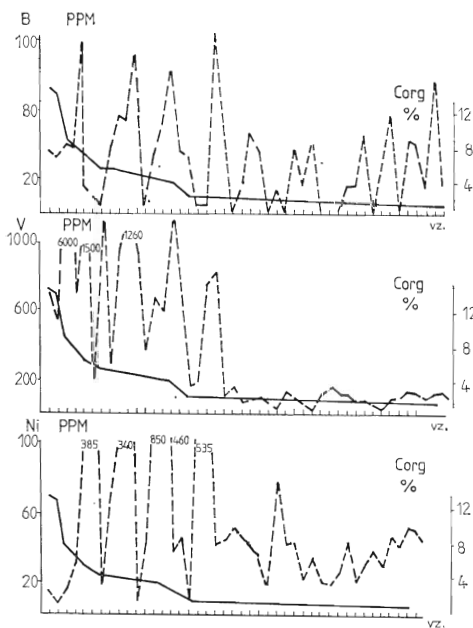
Tab. 3

V	Cr	Cu	Ni	Co	Ti	Zr	Pb	Ba	Sr	B
Cr	V	Ni	Cu	Cu	Zr	Ti	V	V	Ti	Ba
Ba	Ba	Co	Co	Ni	Cr	Ba	Cu	Zr	Ba	V
Zr	Ti	Cr	Zr	Cr	Sr	V	Ni	Cr	V	Sr
Pb	Cu	Zr	V	Zr	Co	Ni	Ba	B	B	Co
Ni	Zr	V	Cr	Ti	Ba	Cu	Ti	Ti	Ni	Cu
Cu	Co	Pb	Pb	B	Ni	Cr	Sr	Pb	Zr	Ni
B	Ni	Ti	Ti	Pb	Cu	Co	Co	Sr	Cr	Cr
Sr	Sr	Sr	Sr	Ba	Pb	Sr	Zr	Ni	Cu	Ti
Ti	B	B	Ba	Sr	V	Pb	B	Co	Pb	Pb
Co	Pb	Ba	B	V	B	B	Cr	Cu	Co	Zr

Na zistenie korelácie študovaných prvkov k organickému uhlíku sa vzorky zoradili podľa klesajúceho obsahu C_{org} . Ku každej hodnote C_{org} sa potom vyniesol príslušný obsah toho-ktorého mikroprvku. Z obr. 6 vychodí jasná pozitívna korelácia V s organickým uhlíkom, čo dokazuje známu skutočnosť, ktorú

potvrďujú rozliční autori. Pri B a Cu (obr. 6 a 7) nie je preukázateľná nijaká závislosť, obsah obidvoch prvkov príliš kolíše vzhľadom na obsah organického uhlíka. Podľa vypočítaných korelačných koeficientov C_{org} so študovanými prvkami možno pre tmavé bridlice malokarpatského kryštalinika zostaviť približnú schému geochemickej afinity C_{org} k príslušným prvkom v poradí:

V > Ni > Cr > Ba > Pb > B > Ti > Sr > Co > Zr > Cu



Obr. 6. Graf klesajúceho obsahu C_{org} k obsahu B, V, Ni

Fig. 6. Plot of decreasing C_{org} content relative to B, V and Ni

Obr. 7. Graf klesajúceho obsahu C_{org} k obsahu Cu a Cr

Fig. 7. Plot of decreasing C_{org} content relative to Cu and Cr

Odobraté a analyzované vzorky tmavých bridlíc malokarpatského kryštalinika možno z regionálneho hľadiska rozčleniť do troch oblastí. Je to oblasť Modra — Orešany, predstavujúca vzorky z hornín severnejšie od pezinsko-perneckého kryštalinika, oblasť Bratislava, t. j. južne od pezinsko-perneckého kryštalinika. V strede je oblasť pezinsko-perneckého kryštalinika. Pri každom sledovanom prvku sme vypočítali aritmetický priemer, smerodajnú odchýlku a na porovnanie variabilnosti v jednotlivých oblastiach variačný koeficient (tab. 4). Už na prvý pohľad je zrejmé, že najmenšiu variabilnosť v obsahu v jednotlivých oblastiach má Ti a Zr (najnižšie variačné koeficienty). Ni zo vzoriek z oblasti Pezínok — Pernek má oproti ostatným dvom oblastiam štyrikrát väčšiu koncentráciu, Cu dvakrát. Súvisí to s tým, že vzorky z oblasti Pezínok — Pernek obsahovali viac sulfidov (pyrit, pyrotín). Aj obsah V je z tejto oblasti niekoľkokrát vyšší.

V druhej etape sa skúmala aj geochemia analyzovaných prvkov, a to s cieľom z lokalít v produktívnych pyritonózných zónach a na vzorky z lokalít mimo týchto zón. Ďalej bolo k dispozícii 10 vzoriek rozdelených na splavovací a ťažký podiel, čo umožnilo spresniť spôsob väzby sledovaného prvku v horninách. Obidva súbory vzoriek sa štatisticky a graficky zhodnotili. Pri porovnaní tab. 5 a 6 je nápadné 2,5-násobné zvýšenie priemerného obsahu V

a Cu a temer 7-násobné zvýšenie priemerného obsahu Ni vo vzorkách z lokalít z produktívnych zón oproti vzorkám z lokalít mimo zón. Faktory obohatenia (vzhľadom na Taylorove hodnoty klarkov zemskej kôry) týchto troch prvkov v produktívnych zónach s: V 3,7, Cu 2,1, Ni 2,8.

Základné štatistické charakteristiky sledovaných prvkov z oblasti odberu vzoriek (Pezinok — Pernek 40 vzoriek, Modra — Orešany 23 vzoriek, Bratislava 13 vzoriek, obsah v ppm)

Main statistical characteristics of investigated elements from single areas of sampling (Pezinok — Pernek area, 40 samples, Modra — Orešany 23 samples, Bratislava 13 samples). Contents are in p. p. m.

Tab. 4

Prvok	Pezinok — Pernek			Modra — Orešany			Bratislava		
	$\bar{x}$	S	V %	$\bar{x}$	S	V %	$\bar{x}$	S	V %
B	40	33	82	58	78	134	35	32	91
V	545	698	128	232	230	99	171	155	90
Cu	102	84	82	54	71	131	50	40	80
Ni	142	142	100	34	70	70	35	13	37
Co	9	6	66	6	4	66	7	3	43
Cr	143	137	96	83	55	66	77	31	40
Ba	5238	3784	72	5519	1660	30	3097	3970	128
Sr	185	132	71	117	73	62	318	484	152
Ti	4321	1648	38	5094	1525	30	4623	1507	32
Pb	7	5	71	6	7	116	18	40	222
Zr	108	41	38	133	53	40	132	43	32

Základné štatistické charakteristiky skúmaných prvkov produktívnych zón (58 vzoriek, obsah v ppm)

Main statistical characteristics of investigated elements in „productive“ belts. 58 samples, contents in p. p. m.

Tab. 5

Prvok	$\bar{x}$	Medián	S	V (%)	Rozsah	Najč. obsah
B	47	35	59	127	0—330	0—30
V	507	380	792	156	79—6000	100—200
Cu	118	92	107	91	7,9—525	0—50
Ni	211	106	224	106	10—850	0—50
Cr	127	50	155	123	35—1000	50—100
Ba	3562	805	4076	114	80— > 10 000	> 10 000
Sr	122	105	93	76	5—590	0—50
Ti	3673	3625	1638	44	288—10 000	3000—4000
Pb	10	4	9	96	0—45	0—10
Zr	112	112	54	46	30—282	75—100

Táto skutočnosť je zreteľná aj z grafického hodnotenia (obr. 8). Tak sa vytvoril predpoklad, že V, Cu a Ni môžu najväčšou mierou prispieť k odlišeniu

*Základné štatistické charakteristiky skúmaných prvkov
mimo zón (44 vzoriek, obsah v ppm)
Main statistical characteristics of investigated elements taken from outside of
"productive" belts. 44 samples, contents in p. p. m.*

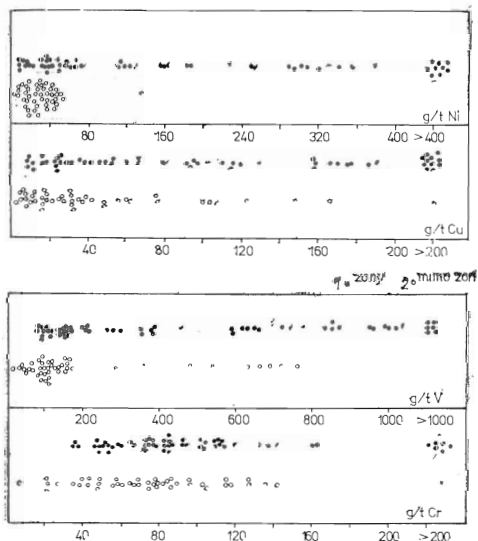
Tab. 6

Prvok	$\bar{x}$	Medián	S	V (%)	Rozsah	Najč. obsah
B	43	36	63	147	0— 410	20—60
V	198	115	206	104	30— 760	60—120
Cu	48	30,5	58	122	3,6— 166	0—15
Ni	31	29,5	20	66	10— 135	20—40
Cr	76	74	47	62	st.— 295	75—100
Ba	4614	955	5132	111	83— > 10 000	> 10 000
Sr	214	130	318	148	st.— 1950	50—100
Ti	4764	5050	1520	32	890— 7900	5000—6000
Pb	10	4	24	237	0— 155	0—10
Zr	117	121	53	45	30— 282	100—150

tmavých bridlic produktívnych zón od ostatných tmavých bridlic kryštalinika Malých Karpát. Preto sme urobili diskriminačnú analýzu.

Diskriminačná analýza vzoriek tmavých bridlic malokarpatského kryštalinika sa počítala podľa programu, ktorý zostavil I. Jedlička na stolnom programovateľnom kalkulatore WANG 2200 B. Išlo o riešenie klasifikačného problému samostatnosti skupín jedincov vydelených na základe istého súboru znakov, t. j. o zaradenie jedincov do vopred stanovených a definovaných skupín. Vopred sa vytvorili dve definované skupiny, a to vzorky z produktívnych zón (58 vzoriek) a vzorky z lokalít mimo zón (44 vzoriek). Po viacerých pokusoch sa dosiahla 78-percentná správnosť, t. j. zo 102 vzoriek bolo správne zarade-

ných 80, čo prakticky súhlasí so správnosťou udávanou v literatúre (napr. W. C. Krumbein — F. A. Graybill 1965). Diskriminačná analýza potvrdila predpoklad, že obsah V, Cu a Ni pomáha najlepšie odlišovať tmavé bridlice z produktívnych zón od ostatných tmavých bridlic malokarpatského kryštalinika.



Obr. 8. Graf obsahu Ni, Cu, V a Cr vo vzorkách z produktívnych zón a vo vzorkách z lokalít mimo zón

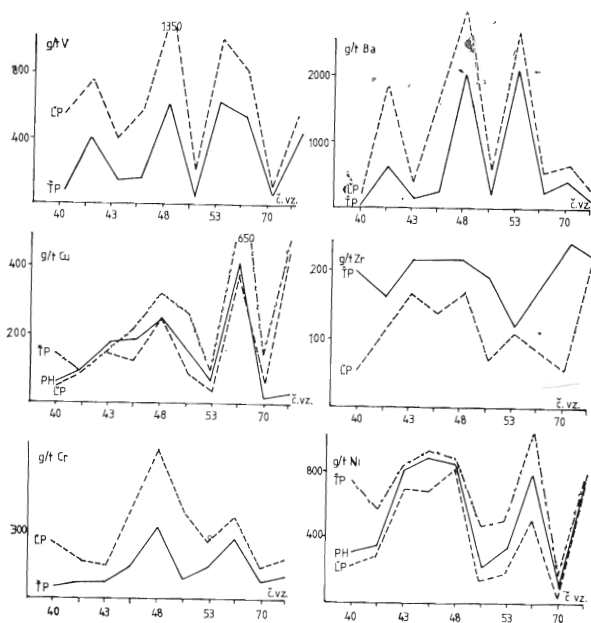
Fig. 8. Distribution of Ni, Cu, V and Cr contents in samples within and outside of the productive belt

V druhej etape sa skúmala aj geochémia analyzovaných prvkov, a to s cieľom objasniť väzbu príslušného prvku v tmavých bridliciach.

Bór sa v sledovaných horninách viazal len na minerálnu frakciu (vzťah k organickej látke sa nezistil), a to zrejme v sericitizovaných živcoch a v muskovite. Hlavný koncentrátor bóru v horninách (turmalín) sa mikroskopicky nezistil. Nízky obsah bóru v porovnaní s údajmi z literatúry sa dá vysvetliť diagenetickými a metamorfnými procesmi.

Vanád sa prednostne viaže na organickú hmotu, a to zrejme vo svojej redukovanej forme, pretože v prostredí obohatenom organickou hmotou nastáva redukcia V^{5+} na V^{3+} . Takúto väzbu dokazuje skutočnosť, že sa V koncentroval výrazne v ľahkom podiele (obr. 9).

Cu a Ni sa koncentrovali prevažne v ťažkom podiele a pre zvýšený obsah sú spolu s vanádom charakteristickými prvkami tmavých bridlíc produktívnych zón. Zvýšený obsah Cu vo vzorkách z produktívnych zón spôsobilo zvýšené množstvo sulfidických rudných minerálov. Zdrojom vyššieho obsahu Ni v skúmanom súvrství môžu byť amfibolické horniny a ich pyroklastiká (B. Cambel — G. Kupčo 1965).



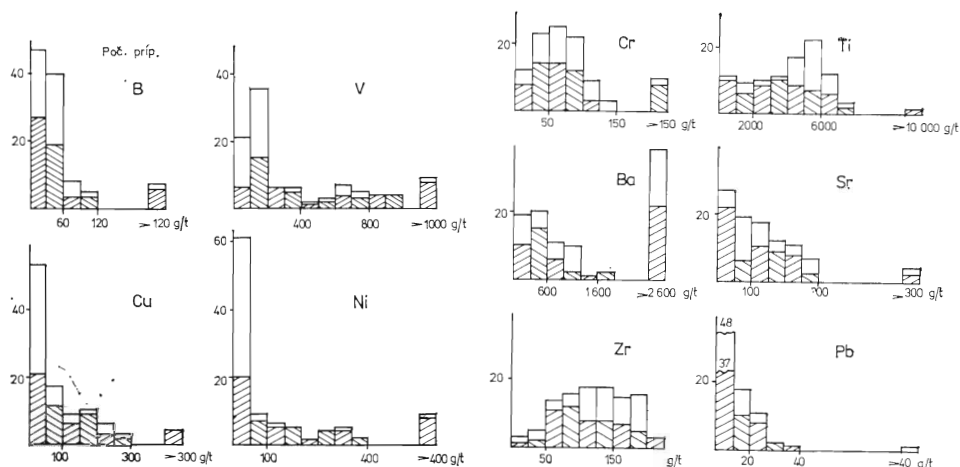
Obr. 9. Obsah V, Ba, Cu, Zr, Cr a Ni v ťažkých a ľahkých podieloch a v pôvodnej hornine (TP — ťažký podiel, LP — ľahký podiel, PH — pôvodná hornina)

Fig. 9. Contents of V, Ba, Cu, Zr, Cr and Ni in heavy and light constituents of shale and in the original rock. TP — in heavy constituents, LP — in light constituents, PH — in original rock

Geochémia Cr v tmavých bridliciach malokarpatského kryštalinika je dosť problematická. Koncentrácia Cr v ľahkom podiele, ako aj zistená tendencia po dobrej korelácii s organickou hmotou (obr. 6 a 8) udáva jeho možný spôsob väzby v horninách adsorpciou na organickú hmotu. Ale do úvahy treba zobrať aj skutočnosť, že sa Cr vyskytuje ako Cr^{3+} v horninotvorných kremičitanoch, v muskovite napr. zastupuje Al^{3+} .

O báriu a stronciu pri súčasnom stave výskumu ťažko niečo bližšie povedať.

V tmavých bridliciach kryštalinika Malých Karpát je obsah Ba mimoriadne zvýšený, prevyšuje aj maximálnu hodnotu pri čiernych bridliciach, ktorú udáva K. B. Krauskopf (1955). Obsah Sr je zase oveľa nižší, ako sa uvádza v dostupnej literatúre o podobných horninách. Pri posudzovaní geochemie obidvoch prvkov bude treba zobrať do úvahy špecifické podmienky vzniku tmavých bridlic.



Obr. 10. Histogramy rozdelenia početností študovaných prvkov (bez šrafovania — celý súbor vzoriek, t. j. zóny + ostatné, šrafovania — produktívne zóny)

Fig. 10. Distribution of investigated trace element contents. Without hachure — the whole sample population, shaded — samples from the productive belt

Zirkónium sa v bádaných horninách vyskytuje najmä v akcesorickom zirkóne (koncentruje sa v ťažkom podiele, obr. 9), ale môže vystupovať aj v rozptýlenom stave, pričom v mineráloch zastupuje iné prvky. Titán je v tmavých bridliciach prítomný zrejme v akcesorickom rutile. Olovo sa našlo len v stopových množstvách. Častá prítomnosť stopového Pb by sa dala vysvetliť aj jeho ľahkou migráciou pod metamorfnými účinkami.

Prehľad o distribúcii prvkov v tmavých bridliciach je v histogramoch (obr. 10).

Doručené 1. 2. 1979

Odporučil C. Varček, S. Polák

LITERATÚRA

- Cambel, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochemia ich rúd. Acta geol. geogr. Univ. Comen, Geol., 3. Bratislava, SPN. 338 s.
- Cambel, B. — Kupčo, G. 1965: Petrochemie und Geochemie der metamorphen Hornblendegesteine aus der Kleinkarpathenregion. Nauka o Zemi, sér. Geol. 108 s.

- Cambel, B. — Jarkovský, J. 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. Bratislava, SAV. 493 s.
- Cambel, B. — Šimánek, V. — Kleinertová, V. 1975: Untersuchung in den kristallinen Schiefern der Kleinen Karpathen vorkommenden organischen Substanz. Geol. zbor. Geologica carpath. Bratislava, 26, 2, S. 275—293.
- Havlík, M. 1977: Organická hmota v parametamorfitoch centrálnych Západných Karpát. [Rigorózna práca.] Bratislava, Geol. ústav SAV. 68 s.
- Khun, M. 1977: Stopové prvky a organický uhlík v tmavých bridliciach kryštalinika Malých Karpát. [Rigorózna práca.] Bratislava, Univerzita Komenského. Prírodovedecká fakulta. 76 s.
- Krauskopf, K. B. 1955: Osadočnyje mestoroždenija redkich metallov. In: Problemy rudnych mestoroždenij. [Preklad z angličtiny.] Moskva, Izd. inostr. lit. 1958, s. 375—425.
- Krumbein, W. C. — Graybill, F. A. 1965: An introduction to statistical models in geology. New York, McGraw — Hill Book Company, Inc. 475 p.

Distribution and correlation of trace elements in black shales of the Malé Karpaty Mts. crystalline (SW Slovakia)

BOHUSLAV CAMBEL — MILOSLAV KHUN

A long time known antimonite mineralization of economic importance occurs in black shales of the crystalline of the Malé Karpaty Mts.

Detailed geochemical investigation of black shales aimed to ascertain distribution patterns of selected trace elements, mutual relations and the behaviour of trace elements relative to organic carbon content in the rock. Samples were later divided depending on their position within or outside of the productive (i. e. mineralized) belt. A 2.5 times elevated vanadium and copper content along with almost 7 times elevated nickel content in samples from the productive belt were ascertained. These differences allowed to characterize the geochemical pattern of shales within the productive belt using discrimination analysis results. These point to 78 % confidence level of discrimination between sample from and/or outside of the productive belt.

According to the interpretation of results, black shales from the mineralized belt originated in time-intervals of elevated trace element supply into the sedimentary environment. The process may have resulted in accumulation of ore deposits.

Syngenetic and epigenetic pyrite accompanies the antimonite mineralization. Both generations reveal different trace element associations and are easily discriminable. The epigenetic pyrite has elevated As content, varying Cu and Ni content together with elevated Au content. The main argument for a possibly primary sedimentary source of the antimony ore is the appearance within the productive zone together with syngenetic pyrite accumulations. However, an epigenetic nature of the antimonite mineralization and the strong hydrothermal alteration of country rock around antimony ore contradicts to such origin. The different sulphur isotopic composition of syngenetic pyrite and antimonite stated by J. Kantor (1974b) supports also different origin of boths.

Preložil I. Varga

Príspevok k metodike určovania triklinity draselných živcov röntgenovou difrakciou

(4 obr. v texte)

ŠTEFÁNIA DÁVIDOVÁ — JURAJ MACEK — LUBICA VILINOVIČOVÁ*

Заметка к методике определения триклинности К-плагиоклазов РТГ — дифракцией

На основании литературных данных и авторами приготовленных смесей ортоклаз-олигоклаз, ортоклаз-микроклин и микроклин-олигоклаз были получены рентгено-дифракционные данные, которые служат на различие моноклинных и триклинных К-полевых шпатов и также показывают на влияние плагиоклазовой составной части на дифракционных графиках.

Contribution to the methodics of determination of the potashfelspar triclinity using X-ray diffraction

The application of literature data and basing on artificial mixtures of orthoclase — oligoclase, orthoclase — microcline and microcline — oligoclase, new X-ray diffraction data allow the distinction of monoclinic and triclinic potash feldspars, but moreover, results enable assume the influence of plagioclase admixture on the diffraction record.

Základná bunka alkalických živcov obsahuje 16 tetraedrických skupín, ktoré majú 4 atómy Al, 12 atómov Si a 32 atómov kyslíka. Voľné priestory medzi tetraédrami vyplňajú katióny K^+ a Na^+ , vzácné Rb^+ , Sr^{++} , Pb^{++} , Ba^{++} . Pri monoklinických draselných živcoch sú 2 polohy, v ktorých sa umiestňujú Al—Si atómy, a to poloha T_1 a T_2 . V triklinických sú 4 polohy, a to T_1O , T_{1m} , T_2O a T_{2m} (W. H. Taylor 1962 a i.). Podľa spôsobu rozmiestnenia Al—Si atómov v T polohách sa vytvára usporiadaný alebo neusporiadaný štruktúrny stav. Podľa T. F. W. Bartha (1969) majú draselné živce vzhľadom na distribúciu Al—Si atómov tri extrémne varianty.

1. Úplne neusporiadanú distribúciu Al—Si atómov s rovnomerným pomerom zastúpenia 25 % Al a 75 % Si vo všetkých T polohách. Ide o vysoko-plotnú monoklinickú holoeedrickú modifikáciu sanidínu s uhlom $\alpha = 90^\circ$, $\gamma = 90^\circ$ vzorca $K(AlSi)_4O_8$.

* RNDr. Štefánia Dávidová, CSc., Katedra mineralógie a kryštalografie PFUK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava. RNDr. Juraj Macek, CSc., Lubica Vilinovičová, Geologický ústav SAV, 886 25 Bratislava.

2. Čiastočne usporiadanú distribúciu, v ktorej Si trvalo obsadzuje pozície T_2O a T_2m . V pozícii T_1O a T_1m je rovnomerne rozmiestnené 50 % Al a 50 % Si. Takáto štruktúra vytvára opäť monoklinickú symetriu vzorca $K(AlSi)_2 Si_2O_8$ — ortoklas.

3. Úplne usporiadanú distribúciu, kde Si trvalo obmedzuje pozície T_1m , T_2O a T_2m . Všetok Al sa koncentruje do pozície T_1O . Ide o nízкотеплотnú triklinickú holloedrickú modifikáciu mikroklinu s uhlom $\alpha = 90^\circ 65'$ a $\gamma = 87^\circ 70'$ vzorca $KAl Si_3O_8$.

Pod názvom vysokoteplotný živec sa rozumie živec, ktorý si získanú vysokoteplotnú neusporiadanú štruktúru udržiava pri podchladení nedefinovateľne dlho. Pod názvom nízкотеплоtný živec rozumieme živec, ktorý vznikol alebo pri nízkej teplote alebo pôvodne vysokoteplotný prešiel pomalým chladením na nízкотеплоtnú usporiadanú modifikáciu. V zásade platí, že vysokoteplotné živce majú tendenciu prechádzať za priaznivých podmienok samovoľnou difúziou do maximálne usporiadaného stavu s minimálnou voľnou energiou. Podľa J. V. Smitha (1974) sú dva okrajové procesy, ktoré vedú k usporiadaniu:

1. Jednostupňový proces, pri ktorom Al neusporiadaného sanidínu alebo ortoklasu migruje súčasne zo všetkých T polôh do polohy T_1O , a tak sa vytvorí triklinická symetria a usporiadaný stav hneď,

2. dvojstupňový proces (zistil ho F. Laves 1950) nastáva, ak najprv migruje Al z polôh T_2O a T_2m (zachováva sa monoklinická symetria) a až potom nasleduje migrácia Al z polohy T_1m do T_1O a zmena symetrie na triklinickú.

Podstata síl, ktoré tieto procesy v mriežke spôsobujú, nie je jednoznačne objasnená. Najpravdepodobnejšie sa zdá vysvetlenie T. F. W. Bartha (1969) o zachovaní valenčnej rovnováhy v závislosti od umiestnenia a koordinácie katiónu K alebo Na, keď pri výmene vonkajších katiónov za prítomnosti H_2O už pri teplote $350^\circ C$ nastáva pohyb Al—Si atómov. Štruktúry draselných živcov súhrnne podáva práca J. V. Smitha (1974).

Metódy určovania štruktúrneho stavu K-živcov

Triklinitou definujeme stupeň odklonu monoklinickej symetrie od triklinickej. Termín triklinita (triclinity, obliquity Δ) do literatúry zaviedol J. R. Goldsmith a F. Laves (1954b). Podľa T. L. Wrighta, D. B. Swarta (1968) sa najlepšie určuje zmeraním mriežkových parametrov, najmä mriežkového parametra b a c . J. B. Johnes (1966) na určenie stupňa triklinity alkalických živcov navrhuje pomer c^*/b^* alebo d_{010}/d_{001} . Na určenie stupňa usporiadania môžeme použiť aj veľkosť optických osí, ak poznáme chemické zloženie. Niektoré anomálie v mriežkových parametroch vyvoláva pnutie na pertitových hraniciach, ale uhol $2V$ ostáva stály. Ďalší spôsob, ktorým možno merať stupeň usporiadania, je uhol šikmého zhašania medzi N_γ a kolmicou k (010) alebo medzi N_β a kolmicou k (010) v reze (001). L. N. Indolev, J. J. Ždanov (1967) použili na určenie optickej triklinity (Δ_0) vzťahy $\Delta_0 = 0,955$ krát uhol medzi kolmicou k (010) a N_γ v (001), ak rovina optických osí je kolmá na (010) a Δ_0 sa rovná 0,055 krát uhol medzi kolmicou k (010) a N_β , ak rovina optických osí je // (010). Ale hodnoty uhlov zhašania nevyjadrujú stupeň usporiadania jednoznačne, pretože ich môže ovplyvniť submikroskopické zdvojčatenie.

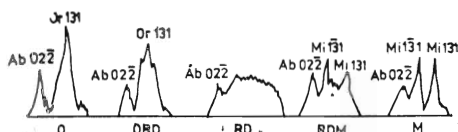
B. E. Brown (1962) na indikovanie stupňa usporiadania okrem iných metód využíva aj dvojlom „b“ — α , kde „b“ je index lomu optického smeru kmitajúceho najparalelnejšie s kryštálovým smerom b.

V súčasnosti sa všeobecne akceptuje postup J. R. Goldsmitha a F. Lavesa (1954a, b), pri ktorom sa využíva rozdzielenie línie 131 a $\bar{1}\bar{3}1$. Triklinita sa potom počíta podľa vzťahu

$$\Delta = 12,5 \cdot (d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}1})$$

Triklinita môže dosiahnuť hodnotu 0 až 1. Hodnota 0 zodpovedá neusporiadanému stavu Si/Al v monoklinickej sústave a hodnota 1 najusporiadanejšiemu stavu Si/Al v triklinickej sústave. Pre draselný živec s maximálnou usporiadanosťou W. S. MacKenzie (1954) zaviedol označenie maximálny mikroklin. G. Guitard — E. Ragvin — G. Sabatier (1960) rozšírili pojem maximálny mikroklin pre draselný živec s $\Delta = 1,00 - 0,80$. Draselný živec s triklinitou 0,80—0,20 označili ako intermediálny mikroklin.

O. H. J. Christie (1962a) zaviedol pojem čiastočne neusporiadaný živec (Randomly Disordered — RD). O. H. J. Christie (1962b) poukazuje na to, že je ťažké podať kvantitatívny opis tohto pojmu. V difrakčnom okruhu pík 131 a $\bar{1}\bar{3}1$ vyčleňuje 7 možností pre triklinitu menšiu ako 1. Draselné živce podľa hodnoty triklinity ďalej rozčlenil J. Touret (1967). Podľa stúpania veľkosti triklinity vyčlenil 5 členov radu draselných živcov, a to O — ortoklas, ORD — ortoklas randomly disorder, RD — randomly disorder, RMD — randomly disorder mikroklin, M — mikroklin. Členenie zodpovedá charakteristickým polohám reflexov $d_{(131)}$ a $d_{(\bar{1}\bar{3}1)}$ (obr. 1).



Obr. 1. Difrakčné záznamy v oblasti $d_{(131)}$ a $d_{(\bar{1}\bar{3}1)}$ draselných živcov a označenie usporiadania podľa J. Toureta (1967, s. 277)

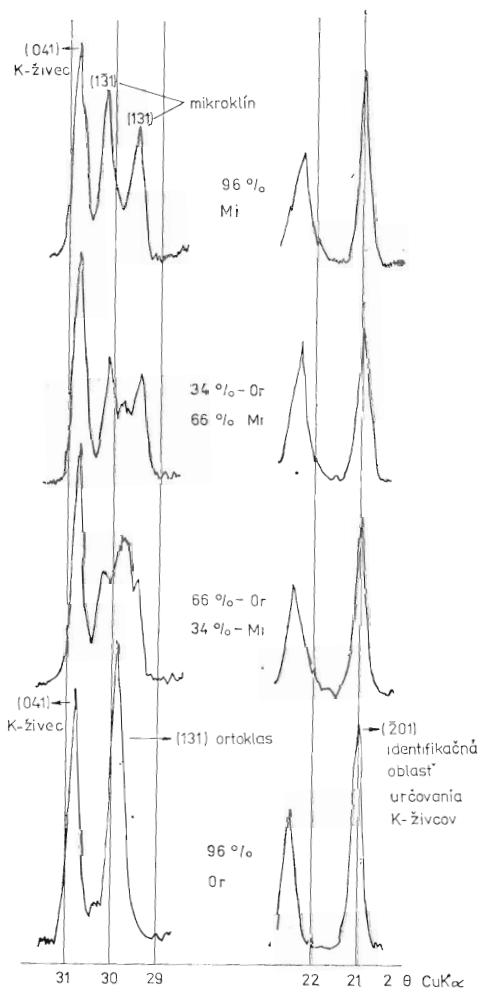
Fig. 1. X-ray diffraction record in $d_{(131)}$ and $d_{(\bar{1}\bar{3}1)}$ area of potash feldspars and their ordering notation according to J. Touret (1967)

Výsledky a záver

Aj keď určiť stupeň triklinity z polôh reflexov plôch (131) a $\bar{1}\bar{3}1$ v čistých koncových členoch je veľmi jednoduché, v praxi sú mnohé ťažkosti. Vyplývajú jednak z čistoty separácie a jednak zo štruktúrneho stavu a chemického zloženia študovaných draselných živcov. Na jednej strane môže byť vo vyseparovaných draselných živcoch z granitoidných hornín súčasne prítomný ortoklas a mikroklin rozličnej triklinity, na druhej strane draselné živce vždy obsahujú isté percentá plagioklasového komponentu, a to vo forme pevného roztoku alebo pertitových vrastov. Prítomnosť plagioklasu ako pevného roztoku sa prejavuje zmenou polohy línie reflexu plochy $(\bar{2}01)$ draselného živca. Prítomnosť voľnej fázy plagioklasu sa prejavuje líniou reflexu plochy $(\bar{2}01)$ v oblasti $22^\circ 2\theta$ CuK α a líniami (131), $\bar{1}\bar{3}1$, (022), v oblasti 29° až $32^\circ 2\theta$ CuK α . Polohy reflexov plôch (131) a $\bar{1}\bar{3}1$ závisia ďalej nielen od stupňa usporiadania, ale aj od charakteru zdvojčatenia. Aby nenastala zámena línii plôch 131 ortoklasu a 131 albitu, resp. oligoklasu za (131) — $\bar{1}\bar{3}1$ mikroklinu, treba pozorne sledovať rtg záznam v oblasti od 20° do $23^\circ 2\theta$ pri Cu K α , kde sú línie plôch $(\bar{2}01)$

nízkeho albitu ($d = 0,4027$), oligoklasu ($d = 0,4023$), mikroklínu ($d = 0,4213$) a ortoklasu ($d = 0,4217$ nm). Uvedená oblasť je podľa F. J. Kuellmera (1959, 1960), J. B. Jonesa et al. (1969) a i, zároveň kľúčovou oblasťou kvantitatívneho stanovovania plagioklasového komponentu v pevnej, ale aj v odmiešanej forme.

V grafe 2, 3 a 4 sa sleduje vplyv rozličného obsahu zmesi ortoklas — mikroklín (obr. 2), ortoklas — oligoklas (obr. 3) a mikroklín — oligoklas (obr. 4) na pozíciu línii v oblasti 20° a 23° 2θ a 29° až 31° 2θ pri $\text{CuK}\alpha$. Za jednotlivé zložky zmesi boli použité minimálne 96 % čisté frakcie ortoklasu, mikroklínu a oligoklasu získané separáciou z granitoidných hornín. Nevölili sa synteticky čisté živce, lebo voľbou členov sme chceli dosiahnuť podmienky čo najvernejšie zodpovedajúce zmesiam v granitoidných horninách. Zrnitosť separovanej frakcie bola od 0,1 do 0,08 mm. Čistota separácie sa kontrolovala pod binokulárnou lupou na naleštených a zafarbených preparátoch.



Obr. 2. Rtg difrakčný záznam ortoklas — mikroklín a ich zmesi v pomere 34 % Mi ku 66 % Or a 34 % Or ku 66 % Mi v oblasti od 20° do 23° a 29° až 31° 2θ pri $\text{CuK}\alpha$

Fig. 2. X-ray diffraction record of orthoclase and microcline mixture in relations 34 % Mi — 66 % Or and 34 % Or — 66 % Mi in areas between 20° — 23° and 29° — 31° 2θ using $\text{CuK}\alpha$ radiation

Obr. 3. Rtg difrakčný záznam ortoklas — oligoklas a ich zmesi v pomere 80 % Or k 20 % Pl a 34 % Or k 66 % Pl v oblasti od 20° do 23° a 29° až 31° 2θ pri $\text{CuK}\alpha$

Fig. 3. X-ray diffraction record of orthoclase and oligoclase mixture in relations 80 % Or — 20 % Pl and 34 % Or — 66 % Pl in areas between 20° — 23° and 29° — 31° 2θ using $\text{CuK}\alpha$ radiation

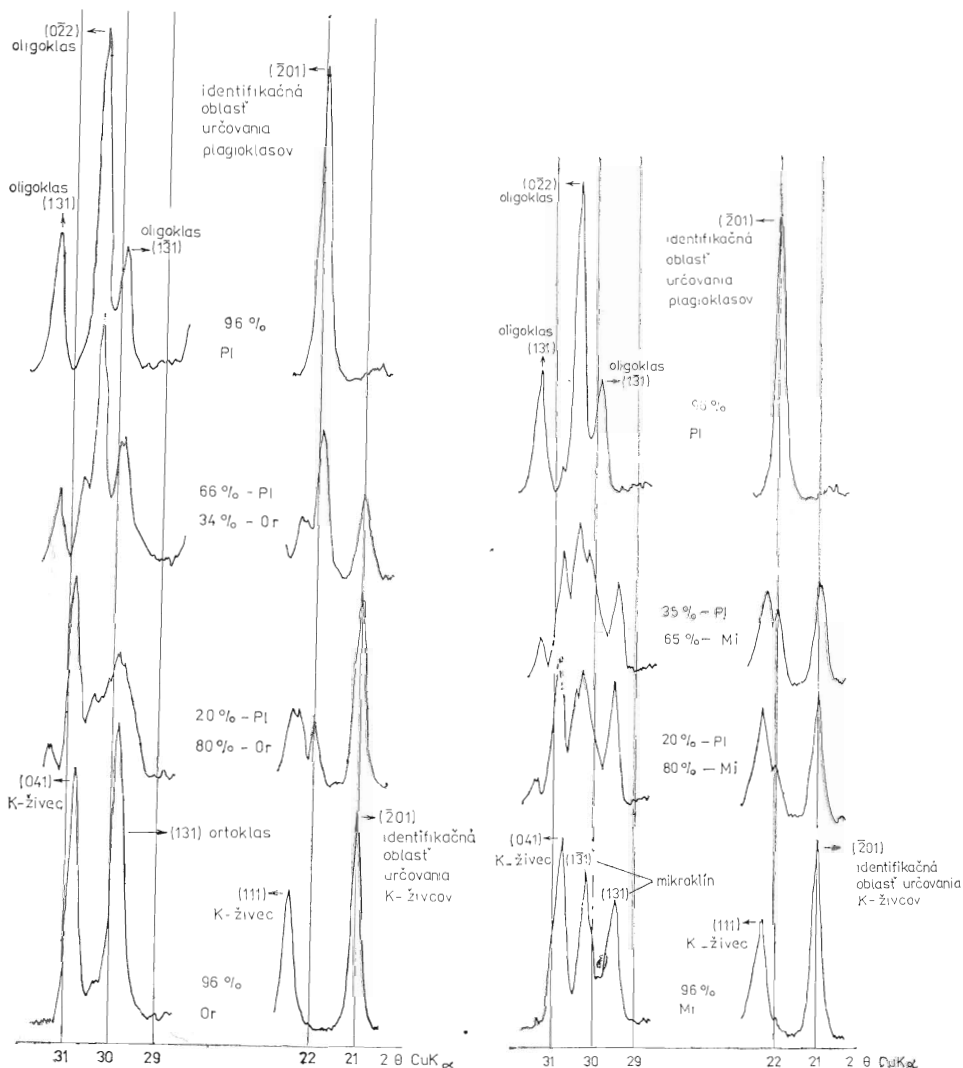
Obr. 4. Rtg difrakčný záznam mikroklín — oligoklas a ich zmesi v pomere 80 % Mi k 20 % Pl a 65 % Mi ku 35 % Pl v oblasti od 20° do 23° a 29° až 31° 2θ pri $\text{CuK}\alpha$

Fig. 4. X-ray diffraction record of microcline and oligoclase mixture in relations 80 % Mi — 20 % Pl and 65 % Mi — 35 % Pl in areas between 20° — 23° and 29° — 31° 2θ using $\text{CuK}\alpha$ radiation

Chemické zloženie koncových členov živcov stanovil E. Martiny z Geologického ústavu SAV v Bratislave a je v tab. 1.

	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Or	Ab	An
ortoklas	14,51	1,02	0,07	90	9	—
mikroklin	14,27	1,14	0,08	89	10	—
oligoklas	1,18	9,35	1,12	17	69	13

Difrakčné záznamy sa vyhotovili na rtg difrakčnom prístroji Philips P. W. 10 49 za týchto podmienok: antikatóda Cu, filter Ni, štrbiny 1°, 0,1°, 1°, rýchlosť 800 mm/hod., napätia 35 kV, prúd 40 mA. Vzorka sa vložila do nosiča preparátu v sypanej forme bez požitia pojidla.



Z výsledkov vychodí, že v zmesi ortoklas — mikroklin, s triklinitou nad 0,8 (obr. 2), nenastáva koincidencia reflexov plôch (131) ortoklasu a (131)—(131) mikroklinu. Percento, pri ktorom sa ortoklas a maximálny mikroklin v zmesi dá určiť, si vyžaduje zhotoviť užšiu škálu, ako je v práci

Z obr. 3 vyplýva, že asi pri 20 % Pl komponentu v zmesi sa objavuje samostatná línia reflexu plochy (131) oligoklasu, ktorá ovplyvňuje polohu a intenzitu reflexie (131) ortoklasu do takej miery že pri neznámej vzorke bez záznamu sa v oblasti od 20° do 23° 2 θ CuK α môže záznam zmesi podľa línie pokladať za (131) — (131) intermediálny ortoklas

V zmesi mikroklin — oligoklas podobná situácia nenastáva, ale za prítomnosti okolo 30 % plagioklasového komponentu je možná zámena reflexu plochy (022) plagioklasu za (131) mikroklinu. Dôsledkom môže byť určenie vyššej triklinity, a preto je opäť nevyhnutné sledovať záznam v oblasti 20° až 23° 2 θ pri CuK α

Komplikovaný difrakčný záznam poskytuje trojzložkový systém ortoklas — mikroklin — plagioklas. Jeho riešenie je silne zaťažené subjektívnym pohľadom, a preto ho v práci neuvádzame. V uvedenom prípade je lepšie opätovne urobiť separáciu v jemnejšej frakcii na odstránenia plagioklasu zo zmesi. Obdobné komplikácie nastávajú aj v prípade určovania zmesí intermediálnych členov draselnej série živcov (ortoklas nad 0,2 triklinity a intermediálny mikroklin pod 0,8 triklinity). Ak chceme dospieť k reprezentatívnym výsledkom, treba určovanie triklinity uvedenou rtg metódou vždy kombinovať s optickým štúdiom.

Z dosiahnutých výsledkov vychodí, že triklinitu K-živcov z difrakčných záznamov treba určovať opatrne. V kombinácii s optickým štúdiom sa musí prekontrolovať obsah jednotlivých živcových fáz v hornine, a tak sa možno vyhnúť nesprávnej indexácii a priradovaniu línií reflexov plôch. Ďalej treba sledovať širšiu oblasť difrakčných záznamov najmä v oblasti 20—23° 2 θ . Hlavné sa musí sledovať prítomnosť plagioklasovej fázy, ktorá môže viesť k určeniu vyššej triklinity draselného živca.

Triklinita K-živcov stanovená rtg difrakciou v kombinácii s optickým štúdiom poskytuje dostatočne reprezentatívne výsledky o triklinite K-živcov, ktoré sú z hľadiska petrografickej klasifikácie, ale hlavne z hľadiska ich petrogenetického významu v granitoidných horninách kľúčové.

Doručené 23. 5. 1979

Odporučil D. Hovorka, J. Kamenický

LITERATÚRA

- Barth, T. F. W. 1969: Feldspars. 1st. ed. New York, Wiley — Interscience. 261 p.
Brown, E. B. 1962: Aluminium distribution in an igneous maximum microcline and the sanidine microcline series. Nor. geol. Tidsskr., 42, No 2; p. 25—36.
Goldsmith, J. R. — Laves, F. 1954a: The microcline — sanidine stability relations. Geochim. cosmochim. Acta (London), No 5, pp. 1—19.
Goldsmith, J. R. — Laves, F. 1954b: Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochim. cosmochim. Acta (London), No 6, p. 100—118.

- Guitard, G. — Raguin, E. — Sabatier, G. 1960: La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites des Pyrénées orientales. Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr., 83, pp. 48—62.
- Christie, O. H. J. 1962a: Feldspar structure and equilibrium between plagioclase and epidote. Amer. J. Sci., 260, pp. 149—162.
- Christie, O. H. J. 1962b: Observations on natural feldspars: Randomly disordered. Nor. geol. Tidsskr., 42, No 2, p. 383—388.
- Indolev, L. N. — Zdanov, J. J. 1967: Termálny metamorfizmus polevých špatov iz ksenolitov granita v dajkách osnovných porod. Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Ser. 2, 96, No 3, s. 266—273.
- Jones, J. B. 1966: Order in alkali feldspar. Nature (London), 210, 5043, pp. 1352—1353.
- Jones, J. B. — Nesbitt, R. W. — Slade, P. G. 1969: The determination of the orthoclase content of homogenized alkali feldspars using the 201 X-ray method. Mineral. Mag. (London) 37, 283, pp. 489—496.
- Kuellermer, F. J. 1959: X-ray intensity measurements on perthitic materials. I. Theoretical considerations. J. Geol. (Chicago), 67, No 6, pp. 648—660.
- Kuellermer, F. J. 1960: X-ray intensity measurement on perthitic materials. 2. Data from natural alkali feldspars. J. Geol. (Chicago), 68, No 3, pp. 307—323.
- Laves, F. 1950: The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars. J. Geol. (Chicago), 58, pp. 548—571.
- Mackenzie, W. S. 1954: The orthoclase — microcline inversion. Mineral. Mag. (London) 30, pp. 354—366.
- Smith, J. V. 1974: Feldspars Minerals. I, II. Berlin, Springer — Verlag, 627 p., 690 p.
- Taylor, W. M. 1962: The structures of the principal feldspars. Nor. Geol. Tidsskr., 42, No 2, pp. 1—24.
- Touret, J. 1967: Les gneiss ceilles de la region de Vegarshei — Gjerstad (Norvege Meridionale). Nor. Geol. Tidsskr., 47, No 3, pp. 275—281.
- Wright, T. L. — Stewart, D. B. 1968: X-ray and optical study of alkali feldspar: I determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2V. Amer. Mineralogist, 53, pp. 38—87.

Contribution to the methodics of determination of the potash felspar triclinity using X-ray diffraction

Š. DÁVIDOVÁ — J. MACEK — L. VILINOVIČOVÁ

The paper appraises influences of single felspar phases on determination of triclinity of potash feldspars from X-ray diffraction records. Changes of reflection plane positions and of intensities were investigated between $29\text{--}31^\circ$ 2θ by CuK_α radiation on mixtures of felspar phases. It was ascertained that none of lines overlap in case of orthoclase and maximal microcline mixture. A more complicated situation appeared in orthoclase and oligoclase or in microcline and oligoclase mixtures when characteristic diffraction lines overlap. Such case may lead to misdeterminations of potash felspar triclinity. Hence, in such cases, also the $20\text{--}23^\circ$ 2θ area is appropriate to include into considerations with the aim control the felspar separation.

Preložil I. Varga

RECENZIA

V. D. Lomtadze: **Inženernaja geologija — Specialnaja inženernaja geologija.** Leningrad, Izd. Nedra 1978, 496 s., 34 tab., 216 obr.

Autor, význačný predstaviteľ sovietskej školy inžinierskej geológie, profesor a vedúci katedry inžinierskej geológie na Baníckom inštitúte v Leningrade, predkladá odbornej verejnosti už tretiu knihu venovanú základným odvetviám inžinierskej geológie.

Prvá kniha — Inženernaja petrologija (Leningrad 1970, slovenský preklad Vybraté state z inžinierskej petrológie I, II. Bratislava 1975) — je venovaná inžinierskogeologickej klasifikácii hornín (skalných hornín a zemín) a ich fyzikálno-mechanickým vlastnostiam. Druhá kniha — Inženernaja geodinamika (Leningrad 1977), je o prírodných a človekom vyvolaných geodynamických procesoch a javoch a o ich vplyve na hospodársko-technické využívanie územia. Tretia kniha — Specialnaja inženernaja geologija — sa zaoberá dvoma najdôležitejšími praktickými úlohami inžinierskej geológie: metódami inžinierskogeologického výskumu a jeho úlohami pri projektovaní a výstavbe objektov rozličných druhov staviteľstva.

V prvej časti recenzovanej publikácie o metódach výskumu sa rozoberá organizácia a metodika inžinierskogeologického mapovania, zostrojovania máp inžinierskogeologických pomerov a rajonizácie v rozličných mierkach, ako aj typizácia územia podľa kvality inžinierskogeologických pomerov. Pri najdôležitejších prírodných metódach, geofyzikálnych, vŕtacích a sondovacích prácach sa uvádzajú aj zásady pre ich rozmiestnenie, hustotu, hĺbku, dokumentáciu a vzorkovanie, ako aj presnosť a hodnovernosť ich výsledkov. V stati o poľných skúškach sa opisujú metódy výskumu zvodnených horizontov, priepustnosti hornín pomocou nalievacích a vodných tlakových skúšok, výskum mechanických vlastností hornín pomocou zafažovacích, presiometrických,

penetračných a vrtulkových skúšok (prístrojmi rozličnej konštrukcie), ako aj meranie napätostného stavu hornín na princípe ich odľahčenia. Dôležitá úloha v celkovej skladbe výskumných a priemyselných prác sa pripisuje doteraz málo používaným režimovým stacionárnym pozorovaniam, a to nielen meteorologickým, hydrologickým, hydrogeologickým a geotermickým, lež aj pozorovaniu deformácií pri svahových pohyboch a v podzemných dielach, sadania podzákladia objektov, pozorovaniu rýchlosti zvetrávania, erózie ap. V knihe sa hodnotia aj najdôležitejšie laboratórne metódy zisťovania vlastností a spracovania ich výsledkov. Významná úloha sa pripisuje kamerálnemu spracovaniu výsledkov inžinierskych výskumov.

Druhá časť knihy je venovaná úlohám inžinierskej geológie pri projektovaní a výstavbe týchto najdôležitejších stavebných objektov: miest a obcí, občianskych a priemyselných stavieb, železníc, ciest, mostov a hydrotechnických stavieb. Pri týchto odvetviach stavebnej činnosti sa opisujú úlohy inžinierskej geológie pri predbežnom prieskume pre celkové riešenie výstavby a výber vhodných stavenísk i úlohy pri podrobnom prieskume pre projektované objekty na vybraných staveniskách. Pri jednotlivých úlohách sú opísané i metódy potrebného zlepšovania vlastností hornín.

Kniha, podobne ako aj predchádzajúce, je určená predovšetkým ako učebnica pre študentov inžinierskej geológie a hydrogeológie a ako pomôcka pre inžinierskych geológov v praxi. S predchádzajúcimi dielami autora tvorí organický celok, ale možno ju použiť aj samostatne ako návod pri plnení praktických úloh inžinierskej geológie.

V. Letko

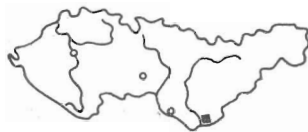
Použitie ťažkých minerálov pri štúdiu sedimentárneho komplexu Žitného ostrova

(4 obr. v texte)

JÁN HORNÍŠ — ZORA PRIECHODSKÁ*

Использование тяжёлых минералов при изучении осадочного комплекса Житного острова

На основании изучения тяжёлых минералов песчано-глинистых и галечных осадков, авторы разделяют осадочный комплекс верхнего плиоцена и плейстоцена в районе Житного острова на три основных осадочных цикла. Изменения в ассоциациях тяжёлых минералов подтвердили также предположения, что русло Вагу в период нижнего и среднего плейстоцена было западнее.



Application of heavy mineral analysis to the investigation of sedimentary sequences in the Žitný ostrov area (SW Slovakia)

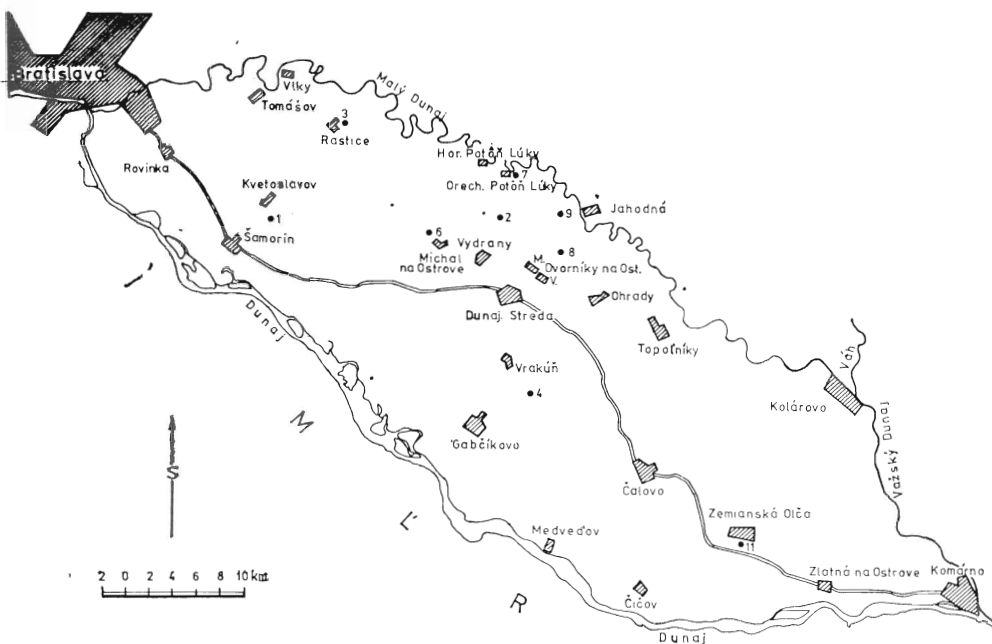
Investigation of heavy mineral assemblages in gravel, sand and clay sediments allowed to subdivide sediments of Upper Pliocene to Pleistocene age into three main sedimentation cycles. Changes in heavy mineral composition point to more western direction of the Váh river streamflow during the Lower to Middle Pleistocene.

Žitný ostrov sa vďaka svojmu mimoriadnemu významu z hľadiska zásob podzemnej vody teší veľkej pozornosti geológov. Záujem vyvoláva najmä najmladšia časť výplne neogénnej panvy, ktorú tvorí komplex štrkovitých a piesčitých sedimentov, v spodnej polovici s pravidelne sa vyskytujúcimi ílovitými polohami.

Ucelené náhľady na stratigrafiu a tektoniku pliocénnej a pleistocénnej výplne panvy podal J. Janáček (1969, 1971). Použil pritom aj výsledky sedimentárno-petrografického výskumu D. Minaříkovéj (1966), ktorá skúmala materiál získaný vrtmi z južného okraja Žitného ostrova. Výsledky boli publikované a stratigraficky prehodnotené v práci R. Halouzku — D. Mina-

* P. g. Ján Horníš, RNDr. Zora Priechodská, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

říkovéj (1977). Z hľadiska bádania ťažkých minerálov sú významné práce M. Mišíka (1956a, b), v ktorých autor charakterizoval asociácie Dunaja a Váhu a načrtol možnosť použiť ich pri riešení paleogeografie územia. V ostatných rokoch prebiehal na území Žitného ostrova rozsiahly geologický výskum v rámci vládnej úlohy Ochrana vodných zdrojov Žitného ostrova pred znečistením. Počas neho sme mali možnosť získať väčší súbor vzoriek sedimentov z vrtov, ktoré v r. 1975—1976 realizoval IGHP Žilina, závod Bratislava na veľkej časti územia Žitného ostrova (obr. 1).



Obr. 1. Situačná mapa skúmaného územia
Fig. 1. Sketch map of the area

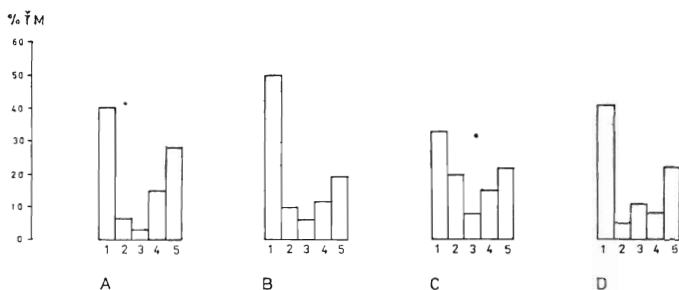
Na základe štúdia ťažkých minerálov zo sedimentov sme hľadali kritériá na členenie sedimentárneho komplexu do sedimentačných cyklov a súčasne sme sa pokúsili o ich stratigrafickú interpretáciu. Ťažké minerály sa ukázali citlivejším indikátorom zmien sedimentačného prostredia ako pomerne monotónne petrografické zloženie obliakov. Obliakovú zložku na charakteristiku súvrství nebolo možno plne využiť navyše preto, že vrtné korunky rozdrvili štrk vrtných jadier z nižších polôh.

V práci sme použili štandardnú metodiku. Ťažké frakcie sa pripravili separáciou v bromoforme zo zrnitostných frakcií 0,25—0,1 mm. Kvantitatívne analýzy sme urobili z práškových preparátov. Pri interpretácii výsledkov sme brali do úvahy litológiu sedimentov podľa makroskopických opisov, ako aj výsledky zrnitostných rozborov.

Podľa nášho bádania možno konštatovať, že vo väčšine vzoriek vystupujú ako vedúce minerály granáty, opakové minerály, amfiboly, minerály epidoto-

vo-zoisitovej skupiny a chlority. Okrem nich je tu rad ďalších minerálov, ako je staurolit, apatit, zirkón, rutil, turmalín, distén, titanit, biotit, sillimanit, andaluzit, topás a zakalené minerály. Obsah je bezvýznamný, v jeho distribúcii nemožno nájsť nijakú zákonitosť, a preto si ho nebudeme zvlášť všímať. Osobitnú skupinu tvoria pyroxény, hlavne hyperstény, ako aj karbonáty, väčšinou karbonatizované zrná iných minerálov. V mnohých vzorkách tvoria významný podiel, preto im venujeme osobitnú pozornosť.

Vrchnú časť pleistocénneho štrkového komplexu tvorí žltohnedý piesčitý štrk nerovnakej zrnitosti. Zriedkavo sa vyskytujú málo mocné ílovité medzipohy. V sedimentoch vrchného štrkového komplexu sú na väčšine lokalít asociácie ťažkých minerálov, v ktorých vedúce minerály výrazne prevládajú (obr. 2). Ich pomer kolíše v relatívne veľkej miere, ale pri väčšine vzoriek prevládajú granáty, v priemere 30–40 % z celkového obsahu ťažkej frakcie. Hojne sú zastúpené opakové minerály a amfiboly, v priemere 10–20 %. Významný je podiel epidotovo-zoisitovej skupiny minerálov, okolo 10 %, a chloritu, v priemere 5–10 %. K nim pristupuje rad spomenutých minerálov s podradným obsahom. Sedimenty s opísanou asociáciou ťažkých minerálov sú typickým fluvialným dunajským štrkom. Odchýlky na niektorých lokalitách možno pripísať náhodným vplyvom alebo periférnemu charakteru sedimentačného priestoru. Nápadné je napr. ubúdanie amfibolu smerom do hĺbky alebo závislosť obsahu ťažkej frakcie od zrnitostného typu sedimentu. V niektorých vzorkách je zvýšený obsah chloritu. Vyššie zastúpenie karbonátov v niektorých vzorkách z vrchného súvrstvia sa spravidla viaže na jemnozrnné až ílovité medzipohy v piesčitom štrku. To dokumentuje náš predpoklad, že sa zvýšený výskyt karbonatizovaných zŕn viaže na istý typ sedimentačného prostredia, napr. na sedimentáciu v pomaly tečúcich ramenách, ktoré boli najmä v interglaciáloch rozšírené.

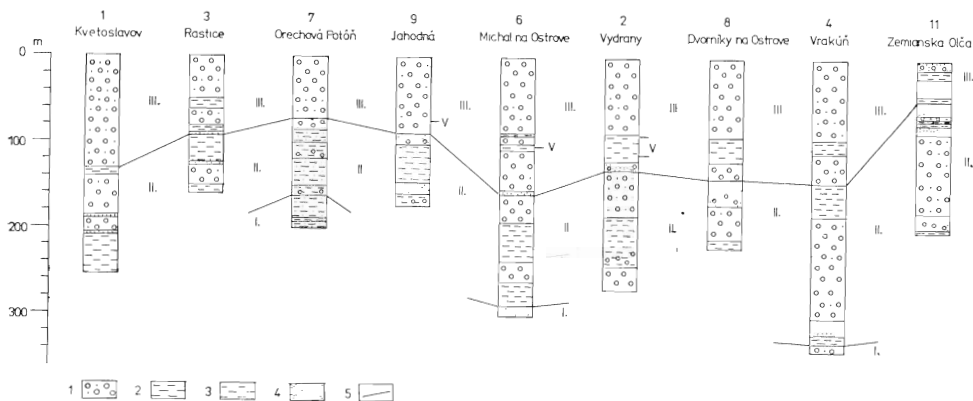


Obr. 2. Grafické znázornenie vzájomného pomeru vedúcich minerálov vo fluvialnom dunajskom štrku vrchného pleistocénneho súvrstvia

A — vrt 3, Rastice, hĺbka 38 m; B — vrt 8, Dvorníky na Ostrove, hĺbka 24 m; C — vrt 6, Míchal na Ostrove, hĺbka 25 m; D — vrt 6, Míchal na Ostrove, hĺbka 74 m; 1 — granáty; 2 — amfiboly; 3 — chlorit; 4 — minerály epidotovo-zoisitovej skupiny; 5 — opakové minerály

Fig. 2. Graphical plot representing mutual relations of key minerals in fluvial gravel of the Danube in the Upper Pleistocene sequence. Explanations: A — borehole No. 3, Rastice, depth 38 m, B — borehole No. 8, Dvorníky na Ostrave, 24 m depth, C — borehole No. 6, Míchal na Ostrove, 25 m depth, D — borehole No. 6, Míchal na Ostrove, 74 m depth, 1 — grenat, 2 — amphibole, 3 — chlorite, 4 — epidote-zoisite, 5 — opaque minerals

Pod vrchným štrkovým komplexom leží ďalšie, oveľa pestréjšie súvrstvie. Časté sú v ňom jemné polohy piesku, ílovitého piesku a ílu, striedajúce sa s polohami piesčitého štrku. Spodnú formáciu pleistocénneho štrkového komplexu od vrchnej oddelil už J. Janáček (1969) a podľa veku ju zaradil do staršieho pleistocénu. Aj R. Halouzka — D. Minaříková (1977) začleňujú súvrstvie do eopleistocénu (najstaršieho pleistocénu), ale za jeho ekvivalent pokladajú aj doterajšiu typovú kolárovsť formáciu. Podľa komplexnej litológie a čiastočne aj meraní paleomagnetizmu začleňujú súvrstvie do eopleistocénu aj I. Vaškovič — E. Vašková (1977) a označujú ho ako „riečno-jazerné a jazerné“. Piesčitý štrk súvrstvia je väčšinou drobnozrnnejší, piesok je sivý a sivohnedý. Vložky ílu sú pestréjšie, svetlosivé, žltohnedoškvrnité, menej tmavosivé, zelenosivé alebo tmavohnedé až čierne. V asociáciách ťažkých minerálov najmä z hrubších, piesčito-štrkovitých sedimentov spodného súvrstvia je veľmi nápadný silný prírastok karbonátov. Na lokalitách, na ktorých je toto kritérium menej zjavné, ako napríklad vo vrte 1. sa rozdiel prejavuje prírastkom opakových minerálov, prípadne chloritu, ale takmer vždy výrazným úbytkom granátu. V ťažkej frakcii sú okrem prevládajúcich karbonátov opakové minerály, granáty, chlorit, amfiboly, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny a iné podradne zastúpené minerály. Obsah vedúcich minerálov je veľmi nízky. Iba obsah opakových minerálov kolíše vo väčšej miere a v jednotlivých vzorkách dosahuje až 80 %. Aj tu je však typický nízky obsah granátov, spravidla nepresahujúci 10 %: Hranicu medzi starším a mladším pleistocénym súvrstviem sme podľa zmien v obsahu ťažkých minerálov a s prihliadnutím na litológiu sedimentov stanovili na jednotlivých lokalitách v rozličnej



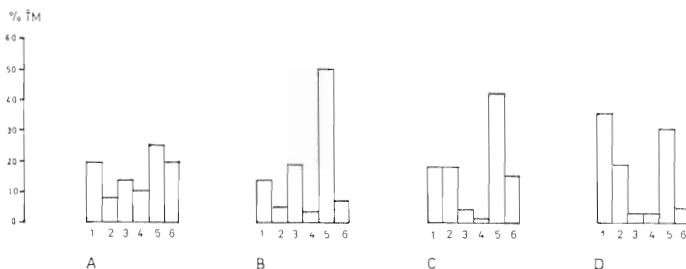
Obr. 3. Litologická korelácia vrtov na území Žitného ostrova podľa výsledkov štúdia ťažkých minerálov (zostavil J. Horníš — Z. Priechodská 1979)

1 — štrk a piesok; 2 — íl a piesčitý íl; 3 — íl a piesok; 4 — piesok; 5 — rozhrania medzi sedimentačnými cyklami; III — fluviaľne dunajské sedimenty; II — fluviolimnické sedimenty; I — pliocénne (?) sedimenty; V — fluviaľne sedimenty Váhu

Fig. 3. Lithologica correlation of pierced sequences in the Žitný ostrov area according to results of their heavy mineral assemblages, compiled by J. Horníš — Z. Priechodská 1979. Explanations: 1 — gravel and sand, 2 — clay and sandy clay, 3 — clay and sand, 4 — sand, 5 — sedimentary cycle boundary, III — Danubian fluvial sediment, II — fluviolacustrine sediment, I — sediment of Pliocene (?) age, V — fluvial sediment of the Váh river

hĺbke (obr. 3). Na lokalite Michal na Ostrove (vrt 6) ju predpokladáme v hĺbke 160 m, vo vrte 4 na lokalite Vrakúň v hĺbke 140 m. Smerom k okrajom sedimentačného priestoru je rozhranie vyššie, najviac na východne ležiacej lokalite Zemianska Olča vo vrte 11, kde ju kladieme do hĺbky 40 m, lebo asociácia charakteristická pre fluviolimnický sedimentačný cyklus je prítomná už vo vzorke z hĺbky 52 m. Pritom treba uviesť, že použité kritériá možno aplikovať iba na sedimenty približne rovnakého charakteru. Z hľadiska ťažkých minerálov možno porovnávať piesčitý štrk so štrkom, prípadne s pieskom, ale nikdy nie s ílovitými alebo siltovitými sedimentmi. Pre pelitické sedimenty spomenuté zákonitosti neplatia. Obsah minerálov pomerne silne kolíše a zastúpenie granátov alebo amfibolov je v mnohých vzorkách relatívne vysoké. Ide tu pravdepodobne o faciálne podmienené rozdiely, aké možno pozorovať pri štúdiu asociácií ťažkých minerálov z recentných nivných sedimentov. Ani v jednom z prípadov nie sú príčiny výkyvov známe.

Na severnejšie položených lokalitách vo vrtoch 7, 9 a čiastočne 8 je pozoruhodný obsah hypersténu, v piesčitých polohách až 3,2 ‰, v pelitických aj viac. Tento fakt si vysvetľujeme tak, že uvedené lokality sú v blízkosti okraja prietokového jazera, do ktorého sa od S vlieval Váh, a pre jeho sedimenty je prítomnosť hypersténu v ťažkej frakcii typická. V južnejšie položených lokalitách, ktoré sú bližšie k centru sedimentačného priestoru, vo fluviolimnickom pleistocénnom súvrství asociácia s hypersténmi nie je. O to zaujímavejšia je prítomnosť vážskej asociácie ťažkých minerálov vo vrchnom pleistocénnom súvrství. Vo vrte 2 na lokalite Vydrany je v hĺbke od 90 do 113 m, vo vrte 6 na lokalite Michal na Ostrove v hĺbke 102 m a vo vrte 9 na lokalite Jahodná v hĺbke 74 m. Obsah ťažkých minerálov v sedimentoch z týchto polôh je charakteristický pre vážske sedimenty (obr. 4). Relatívne zvýšenie obsahu opakových minerálov, zníženie percenta granátov a minerálov epidotovo-zoisitovej skupiny v porovnaní s dunajskými vzorkami, a hlavne prítomnosť hypersténu, ktorý dosahuje 4 ‰ vo vzorke z vrtu 6 a až 11 ‰ vo vzorke z hĺbky 90 m vrtu 2,



Obr. 4. Grafické znázornenie vzájomného pomeru vedúcich minerálov vo fluviálnych sedimentoch vážskej terigénnej provincie. Vrt — 2, Vydrany
A — hĺbka 90 m; B — hĺbka 94 m; C — hĺbka 107 m; — D hĺbka 113 m; 1 — granáty; 2 — amfiboly; 3 — chlorit; 4 — minerály epidotovo-zoisitovej skupiny; 5 — opakové minerály; 6 — hyperstén a augit

Fig. 4. Graphical plot representing mutual relations of key minerals in heavy mineral assemblages of the Váh river terrigenous fluvial sediments, borehole No. 2, Vidrany. Explanations: A — 90 m depth, B — 94 m depth, C — 107 m depth, D — 113 m depth, 1 — grenat, 2 — amphibole, 3 — chlorite, 4 — epidote-zoisite, 5 — opaque minerals, 6 — hypersthene and augite

sú typickými znakmi tejto asociácie. Významný je aj podiel augitu, ktorý spolu s hypersténom vo vrte 2 v hĺbke 90 m dosahuje až 20 %. Predpoklady o západnejšom toku Váhu v pleistocéne sa v minulosti objavili viackrát (E. Szádecký - Kardoss 1938, M. Dlabáč 1960, I. Vaškovský 1973), ale nálezy vážskej asociácie ťažkých minerálov na uvedených lokalitách sú prvým sedimentárno-petrografickým dôkazom o toku Váhu do oblasti Dunajskej Stredu a ďalej asi na JZ, kde sa vlieval do Dunaja. Poloha vážskych sedimentov nad spodným pleistocénym komplexom umožňuje predpokladať ich vek. Ak prijmeme náhľad, že spodný komplex je eopleistocénny, potom vážske sedimenty uložené nad ním sú mindelské, príp. na lokalite Michal na Ostrove až riské.

Najstarší sedimentačný cyklus sme vyčlenili iba podľa niekoľkých vzoriek, a preto sa nám nejaví tak zreteľne ako dva mladšie. Náznaky zmeny asociácie ťažkých minerálov sme pozorovali v najspodnejších polohách vo vrtoch 6 (Michal na Ostrove) a 4 (Vrakúň). V prvom prípade ide o sivý piesok, v druhom o drobný piesčitý štrk. V asociáciách ťažkých minerálov z týchto sedimentov je nápadný úbytok karbonátov, ako aj prírastok obsahu granátov a epidotovo-zoisitovej skupiny minerálov. Asociácie pripomínajú zloženie ťažkých minerálov z vrchnopliocénnych sedimentov, ako ich charakterizuje práca R. Halouzku — D. Minaříkovej (1977). Náznaky pliocénneho veku sú aj pri súvrství svetlosivého až hnedoškvrnitého ílu, miestami piesčitého, z hĺbkového rozsahu 167—200 m vrtu 7 na lokalite Orechová Potôň-Lúky. Aj tu sa asociácie ťažkých minerálov vyznačujú úbytkom karbonátov. Opakované minerály mierne prevládajú nad granátmi a charakteristický je vysoký obsah minerálov epidotovo-zoisitovej skupiny.

Korelácia súvrství podľa jednej metódy, aj keď s ohľadom na litológiu sedimentov, by mohla ľahko viesť k omylom. Ani vzorkovanie z vrtovej siete nie je ideálne a môže priniesť isté skreslenia. Napriek týmto výhradám sa štúdium ťažkých minerálov osvedčilo ako jednotné kritérium, najmä pre piesčité a piesčito-štrkové sedimenty. Asociácie ťažkých minerálov sú citlivým indikátorom reagujúcim na zmeny sedimentačného prostredia a umožňujúcim zadeliť skúmané súvrstvia do hlavných sedimentačných cyklov. Citlivosť asociácií ťažkých minerálov na zmenu znosovej oblasti umožnila podať zaujímavé dôkazy o paleogeografických pomeroch študovanej oblasti počas pleistocénu.

Doručené 21. 5. 1979

Odporúčila D. Minaříková

LITERATÚRA

- Buday, T. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list L-33-VI Čalovo. Bratislava.
 Buday, T. — Cambel, B. — Maheľ, M. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-33-XXXVI. Bratislava.
 Dlabáč, M. 1960: Poznámky ke vzťahu medzi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajské nížiny. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 59, s. 69—101.
 Halouzka, R. — Minaříková, D. 1977: Stratigraphic correlation of pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basins. Sbor. geol. věd, ř. A, 11, s. 7—55.

- Horníš, J. 1977: Správa o sedimentárno-petrografickom výskume kvartéru Žitného ostrova. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Janáček, J. 1969: Nové stratigrafické poznatky o pliocenní a pleistocenní výplni centrální části Podunajské nížiny. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 50, s. 113—131.
- Janáček, J. 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny. Geol. práce, Spr. (Bratislava) 55, s. 65—85.
- Minaříková, D. 1966: Sedimentárně-petrografický výzkum písčitých štěrků Žitného ostrova v oblasti vodního díla Dunaj. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Mišík, M. 1956a: Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický a stratigrafický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 43, s. 59—90.
- Mišík, M. 1956b: Použitie ťažkých minerálov pre stratigrafiu a paleogeografiu Malej Dunajskej nížiny. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 7, 1—2, s. 91—96.
- Priechodská, Z. 1977: Správa o vyhodnotení vrstov IGHP (ochrana vód Žitného ostrova). Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Seneš, J. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. list L-34-I Nové Zámky. Bratislava.
- Szádeczky-Kardoss, E. 1938: Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. Mitteilungen d.f. Bergm. u. Hüttenm. Abt. d. Univ. in Sopron, Bd. 10/2. Sopron.
- Vaškovský, I. 1973: Possibility of employing of paleogeographical methods in the study of neotectonic movements on the example of the SE part of the Danube Lowland. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 61, s. 219—231.
- Vaškovský, I. 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava.
- Vaškovský, I. — Vašková, E. 1977: Regionálny kvartérno-geologický výskum Žitného ostrova. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.

Application of heavy mineral analysis to the investigation of sedimentary sequences in the Žitný ostrov area (SW Slovakia)

JÁN HORNÍŠ — ZORA PRIECHODSKÁ

The youngest sedimentary complex of Upper Pliocene to Pleistocene age occurring in the recent Žitný ostrov area (Danube interflow island in SW Slovakia) was subject to investigations. The most sensitive indicator to differentiate main depositional cycles showed the heavy mineral analysis. A sequence of sandy gravel with rare clay intercalations constitutes here this youngest sedimentary cycle. Heavy mineral assemblages in the sequence are the common ones for Danubian deposits where grenat, opaque minerals and less amphibole, epidote-zoisite together with chlorite are the main constituents.

A complex of sandy gravel with constant clay intercalations lies in the underlier of the upper sequences. For its composition, an elevated carbonate content and decreased amounts of other heavy minerals, mainly of grenat, are typical. We range this complex to the fluviolacustrine sedimentary sequence ranged by different authors into the lowermost Pleistocene, i. e. Eopleistocene (J. Janáček 1969, R. Halouzka — D. Minaříková 1977, I. Vaškovský — E. Vašková 1977). We determined the surface between sequences of Older and Late Pleistocene age according to changes in heavy mineral assemblages with regard to their lithology. Only a few number of samples belong to this oldest sedimentary cycle, hence it appears less pro-

nounced. Heavy mineral assemblages contain elevated amounts of opaque minerals, grenat, epidote-zoisite and carbonates. Until the appearance of sediments containing this assemblage in lowermost positions within three boreholes enabled only a provisional delimitation of this cycle. These sediments have, most probably, Late Pliocene age.

Special meaning is ascribed to the discovery of sediments having heavy mineral assemblages specific to the Váh river area in boreholes situated northernly and westernly from Dunajská Streda town. These are characterized by relative abundance of opaque minerals and decreased amounts of grenat, epidote-zoisite and amphibole, but mainly, contain frequent hypersthene (up to 11 %). The case represents first sedimentary-petrographic proof for the Váh river streamflow direction into the Dunajská Streda area approving also previous assumptions over more western location of the Váh river stream in Pleistocene time. The position of sediments with heavy mineral assemblages typical for the Váh river over the Eopleistocene sequence allows to ascribe them a Mindelian to Rissian age.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Miloslav Böhmer: Terciérne vulkanogénne ložiská Západných Karpát a ich rudné prognózy (Bratislava 18. I. 1979)

Západokarpatské neovulkanity sú súčasťou karpatského neovulkanického oblúka, ktorý je súčasne nositeľom jednotnej metalogenetickej provincie s mnohými rudnými obvodmi na území Karpát. Predpokladáme, že podľa spoločných čŕt v geologickom a metalogenetickom vývoji v alpínskej epoche možno Západné Karpaty zaradiť do globálneho metalogenetického pásma, ktoré vymedzil S. Jankovič (1977) ako jeho najzápadnejšiu časť. Pásmo je dlhé 10 000 km a sú v ňom mnohé významné priemyslové typy ložísk farebných a drahých kovov vrátane porfýrových rúd Cu. S. Jankovič preň navrhol názov tetýdno-eurázijské metalogenetické pásmo. Zo spoločných znakov ložísk viažúcich sa na karpatské neovulkanity vyzdvihujeme skutočnosť, že zrudnenie nie je výlučne postvulkanické. Vyvíjalo sa vo viacerých etapách s etapami vulkanizmu, a to priestorovo aj kvalitatívne. Významná je ich štruktúrna aj látková pestrosť — žilné, žilnikovo-impregnačné, kontaktnometasomatické a hydrotermálnometasomatické ložiská Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Hg, Sb. Osobitnú a dlhodobú pozornosť si zasluhujú podmienky vzniku a vyhľadávanie porfýrových rúd Cu, pre ktoré sú aj v našich neovulkanitoch všetky predpoklady, pravda, ide hlavne o skryté ložiská. Na základe vývoja neovulkanitov a metalogenézy v Západných Karpatoch schematicky vymedzujeme tri vývojové etapy mineralizácie: 1. etapa: skarny, predpokladané porfýrové Cu-rudy, polymetalické rudy + Au, Ag; 17—16 mil. rokov; 2. etapa: Au, Ag rudy + Sb; 12—11 mil. rokov; 3. etapa: Hg-rudy; mladšie ako 10 mil. rokov.

Prognóza výskytu farebných a drahých kovov v západokarpatských neovulkanitoch je priaznivá. To by mohlo významne pomôcť pri zabezpečovaní domácich potrieb dŕaviek na suroviny.

Olovené zrudnenie v spodnom triase pri Pezinku a jeho význam pre metalogenetickú interpretáciu

(2 obr. v texte)

STANISLAV POLÁK — DUŠAN RAK*

Свинцовое оруденение в нижнем триасе вблизи Пезинка и его значение для металогенетической интерпретации

При разведке сурьмяного оруденения в районе Пезинка скважиной KV-29 был установлен галенит во форме прожилков в кварцевой свите нижнего триаса(?). Это до сих пор в данном районе по возрасту самое молодое оруденение в неопределённой серии, залегающей ясно под кристаллиником, которое вероятно на него было надвинуто альпийским орогенезом.



Lead mineralization in quartzite of Lower Triassic age near Pezinok and its significance for metallogenetic interpretation (Malé Karpaty Mts., SW Slovakia)

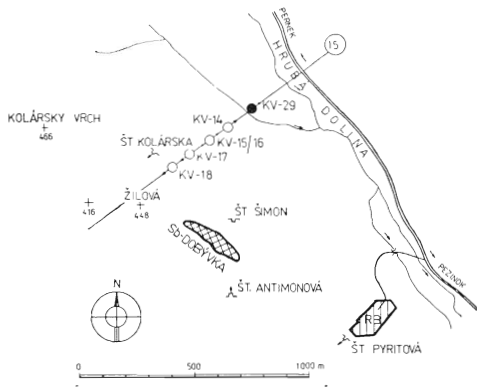
In the course of prospection work for antimony ore in the area of Pezinok town, galenite was found to occur in conformal veinlets within quartzite sequence of Lower Triassic age pierced by the KV-29 borehole. The occurrence represents until the youngest known mineralization of probably Alpine age in the area. The mineralized layer occurs in a hitherto unknown rock unit lying beneath overthrust crystalline rocks of the Malé Karpaty Mts. This overthrust is of certain Alpine age.

V Malých Karpatoch sú už dávnejšie známe nateraz prakticky bezvýznamné žilno-šošovkovité galenitové zrudnenia. Vystupujú v rulách (Pernek—Podbabská dolina, Modra—Harmónia) a vo fylitoch (ložisko Častá).

V antimónových výskytoch je galenit iba mineralogickou zvláštnosťou a olovo je vo forme sulfosolí najmä v okolí Kuchyne. Preto je prekvapujúci najnovšie zistený výskyt oloveného zrudnenia vo vrte KV-29. Je v nezvyčajnej pozícii v horninách, ktoré publikované geologické mapy označujú ako spodnotriasové kremence.

* RNDr. Stanislav Polák — p. g. Dušan Rak, Geologický prieskum Spišská Nová Ves, geol. úsek, Geologická 18, 800 00 Bratislava.

Severozápadne od ukončenia známeho rozsahu exploatovaného antimónového ložiska Pezinok—Kolársky vrch sa vo vrtnom profile č. 15 (obr. 1) v podloží strmo uloženého komplexu hornín tamojšej produktívnej série (metamorfované horniny preniknuté rozličnými granitoidmi) pravidelne zachytávala výrazne diskordantná subhorizontálne uložená neznáma séria s nezvyčajnou problematickou litologickou náplňou. Pracovne sme ju označili *KPT*. Typy hornín tejto série boli v širšom okolí známe a podľa litológie boli rozlične stratigraficky začlenené.



Obr. 1. Situácia vrtu KV-29 na profile č. 15 v Pezinku—Kolárskom vrchu (severovýchodne od Sb-ložiska)

Fig. 1. Situation of the KV-29 borehole in the profile No. 15, Pezinok—Kolársky vrch hill area (NE from the antimony deposit)

Už dávnejšie sa predpokladá, že túto nezvyčajnú superpozíciu spôsobuje zavrásnenie šupín niektorých hornín mezozoika do kryštalinika. Mylne sa pritom pripúšťal iba ich nepatrný úklonný dosah (B. Cambel in T. Buday et al. 1962).

Sled hornín a úložné pomery vlastnej série *KPT* sa v profile č. 15 niekoľko sto metrov nemenia. V najvrchnejšej časti sú svetlosivé dolomitické vápence s častými vložkami tmavých bridlíc (pokladaných za trias), nižšie je 100 m mocná poloha sivastých biotitických fylitov, dole náhle prechádzajúcich do kremito-sericitických bridlíc, arkózovitých kremencov (miestami nápadne porovitých) až typických kremencov (pokladaných za spodnotriasové). Na rozhraní fylitov a kremencového komplexu je niekoľko metrov mocná poloha silnejšie tlakovo deformovaných čiernych fylitov.

Doteraz nie je známe, či rudné štruktúry z nadložného kryštalinika pokračujú so zrudnením do podložia série *KPT*. Podľa jej postupného flexúrovitého ohýbu a poklesu v blízkosti pokračovania štruktúr Sb-zrudnenia smerom na JZ možno predpokladať, že rudné štruktúry, ktoré sú v kryštaliniku viac-menej konformnými zónami, sú v podložnej sérii poklesovými líniami.

Náčrtnutá geologická stavba naznačuje, že v teréne treba počítať s kryštalinikom nasunutým na mladšiu, oveľa slabšie metamorfovanú sériu, ktorá svojou litologickou náplňou signalizuje rozpornosť doterajšieho stratigrafického členenia. Biotitické fylity, pripomínajúce fylity tzv. harmónskej série, medzi dvoma mezozoickými členmi sotva možno hodnotiť inakšie ako 100 m mocnú vtlačenú šupinu. Problém azda čiastočne vychodí aj z toho, že niektoré horniny sa stratigraficky začleňujú len konvenčne a analogicky podľa iných pohorí.

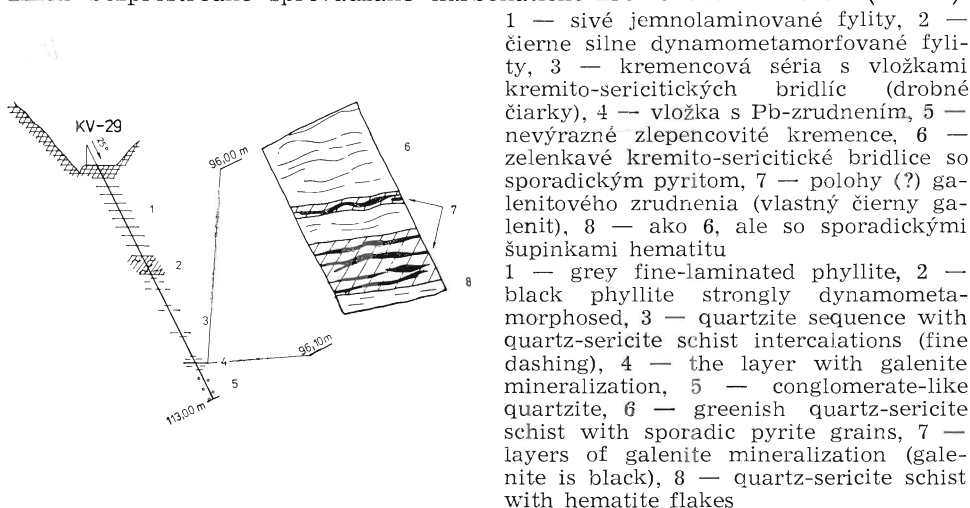
Všetky doterajšie povrchové vrty cez sériu *KPT* sa skončili v rovnakej pozí-

cii, lebo aj keď sa predpokladá, že mocnosť kremencového súvrstvia je iba 60—90 m, pre veľké technické problémy ho nebolo možno prevŕtať.

Litogeochemická analýza série *KPT* profilu č. 15 ukázala, že zvýšený obsah Sb, As a niektorých iných prvkov je v čiernych fylitoch (silne dynamometamorfovaných), a to s gradientom stúpajúcim smerom od ložiskových Sb-štruktúr na opačnú stranu (SV), na Hrubú dolinu. Vo vrte KV-14 sa v čiernych fylitoch zistilo dokonca žilníkovité hniezdo hrubozrnného chalkopyritu so sfaleritom. Pre nejasný stratigrafický sled série *KPT* sme tomuto výskytu nevenovali väčšiu pozornosť.

Zistený stav vyvolal záujem sledovať ďalší vývoj a priebeh primárnej aureoly prvkov smerom na SV. Čiste intuitívne sa už pred 25 rokmi videla v paralelnom priebehu Hrubej doliny s ložiskovou štruktúrou Sb-zrudnenia (SZ—JV) možnosť existencie analogickej ložiskovej línie, ale zakrytej kvartérom. To v roku 1979 viedlo k vrtu KV-29 na vrtnú líniu č. 15. Vrt mal šikmo v konečnej hĺbke prejsť pod vertikálnym priemetom obidvoch okrajov alúvia Hrubej doliny. Najprv overil pokračovanie série *KPT* v takmer horizontálnej polohe, prirodzene, bez najvyšších karbonatických členov, ktoré vystupujú na povrch na stráni nad vrtom. Najzaujímavejší bol zreteľný faciálny prechod fylitov do kremencového súvrstvia. Ten znovu potvrdil, že sériu, resp. aspoň jej spodnú časť, treba pokladať za stratigrafickú jednotku, teda nie za šupinovité zoskupenie rozmanite stratigraficky determinovaných litologických typov.

Pokusné prevŕtávanie kremencového súvrstvia ukázalo, že ide vcelku o súbor výrazne zelenkavých slabo metamorfovaných kremito-sericitických bridlíc s polohami arkóz (vo vrchnej časti) a masívnych kremencov (v spodnej časti). Pre veľký výron vody sa nepodarilo prevŕtať celú mocnosť kremencového súvrstvia (dosiahnutá hĺbka je 113 m). V jednej z polôh kremito-sericitických bridlíc sa v hĺbke 96 m zistilo asi 5 cm mocné konformné pásmo galenitových žíl bezprostredne sprevádzané karbonaticko-kremeňovou hmotou (obr. 2).



Obr. 2. Profil vrtu KV-29 s detailným náčrtom vrtného jadra s Pb-zrudnením v hĺbke 96,00—96,10 m

Fig. 2. The KV-29 borehole log and detailed representation of the discovered mineralization in 96.00—96.10 m depth interval

V nadloží sa sporadicky vyskytuje pyrit. Pre podložie je príznačný výskyt ojedinelých šupiniek hematitu.

Za predpokladu, že uvedené zrudnenie je v epigenetickej pozícii paralelnej s násunovou plochou kryštalinika na sériu *KPT*, ide tu o veľmi mladé, azda alpinske zrudnenie. Dosah zrudnenia do nezvyčajnej stratigrafickej výšky (spodný trias) si z hľadiska genézy antimónových rúd zasluhuje zvýšenú pozornosť.

V okolí mestskej štvrte Modra-Harmónia (asi 2 km na SV od vrtu VK-29) sú v spodnotriasových kremencoch, viac-menej pri ich báze, už viac storočí známe staré štólne. Ide o pokračovanie kremencov z predchádzajúcej lokality. Štólne prezreli a opísali viacerí odborníci (napr. G. Toborffy 1917, B. Cambel 1959; pozná ich aj jeden z autorov). Štólne nemali nijaký montanistický zmysel (štôlna Pod zámčiskom má až 140 m dĺžku). Vznikla o nich predstava, že súvisia s prospekciou zlata, resp. o zámene kremencov za žilný zlatonosný kremeň. Tieto diela sa začali raziť skôr ako v tretej tretine 18. stor., keď sa obnovilo malokarpatské baníctvo, a vyžiadali si nesmiernu námahu a veľké finančné náklady. Nemohli sa raziť bezdôvodne alebo bez nádeje objaviť zrudnenie. V niektorých štôlnach vidieť staré, až 30 m dlhé úpadnice, ale nijaké stopy po exploatacii.

Urobili sme pokus s cieľom overiť opodstatnenosť alebo neopodstatnenosť predstavy o zlatonosnosti kremencov štólne Pod zámčiskom. Analýzy vzoriek vykonané v laboratóriu Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi prítomnosť zlata v kremencoch nepreukázali. Podľa toho, že väčšina štôlní je vyrazená pod skalnými bralami kremencov, sa dá usudzovať, že nešlo o priame sledovanie istého objektu od ústia, ale azda o hĺbkový prieskum početných sekrečných kremeňových žíl, ktoré sa v kremenci miestami vyskytujú.

Štólne na východnom svahu vrchu Kočišťan (v teréne označené Piesočné) vzbudzujú dojem, že sa sledovali neznáme bridličnaté polohy uprostred kremencov (resp. so slabou hematitovou impregnáciou). Ide najmä o dve staré štólne ležiace pod sebou a zreteľne orientované na nápadnú starú pingu s úlomkami uvedených hornín. Naproti tomu najnižšia štôlna má ústie v starej úpadnici, ktorá zjavne sledovala kremeňovú žilku v kremencoch, ale pokračuje do pestro sa striedajúcich zlepcových polôh kremencov s vložkami bridlic (zlatonosných?).

Pri štúdiu originálnych archívnych záznamov o malokarpatskom baníctve v 18. a 19. stor. z fondu tzv. Substitučného banského súdu v Pezinku (uložené v Slovenskom banskom archíve v Banskej Štiavnici, fond SSP) našiel pred istým časom jeden z autorov záznamy dovoľujúce predpokladať, že okrem malého známeho objektu s olovenými rudami (šachta Michal) boli v kryštaliniku povyše Harmónie (pri ceste na Zochovu chatu) aj iné diela s výskytmi oloveného zrudnenia. G. Kornhuber (1865) dokonca uvádza, s odvolaním sa na starších autorov, na vrchu Kočišťan (teda v mieste starých štôlní) výskyt galenitu. Dnes nemožno zistiť, či to bol náhodne zistený výskyt alebo cieľavedome sledovaný starou štôľňou. Nemožno vylúčiť, že obdobné zrudnenie, ako zachytil vrt KV-29, môže existovať v temer rovnakej pozícii aj na iných miestach v spodnom triase Malých Karpát.

Na úplnú charakteristiku starých štôlní v oblasti Modra-Harmónia treba ešte uviesť, že ležia na severozápadnom okraji rozsiahlych pôdno-metalometrických

anomálií As, Zn, Mo a sčasti aj Cu (Pb sa z metodických príčin nesledovalo) a ich stredom je veľká anomália spontánnej polarizácie. Neďaleké výskyty Pb—Ag—rúd v kryštaliniku (historický objekt tzv. šachty Michal) dokumentujú, že táto oblasť je jedným z málo preskúmaných centier istých metalogenetických procesov. Ale aj tu chýba reálna predstava o vlastnom štruktúrnom vzťahu kremencového súvrstvia ku kryštaliniku (autochtónna alebo tektonická superpozícia), takže rudné indicie v kryštaliniku a v spodnom triase napriek ich pozičnej blízkosti nemožno jednoznačne spájať.

Najnovšie zistený výskyt galenitu vo vrte KV-29 v Pezinku je z hľadiska metalogenézy v oblasti Malých Karpát teoreticky iste veľmi dôležitý. Jeho pozícia v horninách, ktoré sa pokladajú za spodnotriasové kremence, už pre stratigrafickú polohu ukazuje na oveľa mladšie zrudňovacie procesy, ako sa doteraz pri väčšine zrudnení tejto oblasti predpokladala. Ak sa berie do úvahy spätosť tohto zrudnenia s presunovými tektonickými procesmi, potom ho veľkovo možno klásť až do alpínskeho orogénu. Doteraz ešte nie je evidentné, že by olovené zrudnenie z kryštalinika pokračovalo priamo do mezozoických hornín. Nemožno ani vylúčiť, že ide o neznámy zrudnený horizont v spodnotriasovej sérii s väčším rozšírením.

Doručené 30. 5. 1979

Odporučil M. Slavkay

LITERATÚRA

- B u d a y, T. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXV-Wien a M-33-XXXVI-Bratislava. Geofond. 247 s.
- C a m b e l, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochemia ich rúd. 1. vyd., Bratislava, SPN. 338 s.
- K o r n h u b e r, G. A. 1865: Beiträge zur physikalischen Geographie der Presburger Gespanschaft. Presburg und seine Umgebung. Bratislava. S. 40.
- T o b o r f f y, G. 1917: Vorläufiger Bericht über ergänzende geologische Aufnahmen in südlichen Teil der Kleinen Karpathen. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. f. 1915 (Budapest), S. 113—124.

Lead mineralization in quartzite of Lower Triassic age near Pezinok and its significance for metallogenetic interpretation (Malé Karpaty Mts., SW Slovakia)

STANISLAV POLÁK — DUŠAN RAK

One of the latest boreholes in the area of antimony ore prospecting near Pezinok (the Malé Karpaty Mts., SW Slovakia), ascertained small conform epigenetic veinlets of galenite in a quartzite sequence of Lower Triassic age. The sequence consists of quartzite in lower portions, low metamorphic grade quartz-sericite schist and arcose layers in the top. Slightly metamorphosed limestone of Mesozoic age occurs above the sequence being overthrust by the main masses of crystalline.

In one of quartz-sericite schist horizon, the borehole pierced an about 5 cm thick zone of fine galenite veinlets accompanied by carbonate-quartz mass. Rare pyrite occurs in its overlier whereas isolated hematite flakes appear in its underlier.

The newly found galenite occurrence is of considerable significance for some metallogenetic considerations of the Malé Karpaty Mts. area.

The mineralization occurs in a sequence of Lower Triassic age and testimonies so for considerably younger age of mineralization as until generally accepted for comparable occurrences in the area (Variscan). If we assume a successive age of this mineralization to Alpine overthrusts then also the mineralization is most probably of Alpine age. However, it remains unsolved whether this mineralization represents continuation of comparable ore manifestations known from the crystalline units.

The possibility that this mineralization represents an until unknown type in Mesozoic rocks may be not excluded even.

Peložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

M. Kužvart: Nerostné suroviny — výhled světa do roku 2000 a dál (přednáška na schůzi bratislavské pobočky Slovenské geologické spoločnosti dne 24. 5. 1979)

V roce 2000 bude ve srovnání s rokem 1968 poptávka po většině surovin více než dvojnásobná, v některých případech podstatně větší (azbest, diamant, fluorit, hliník, hořčík, měď, molybden, ropa, síra, uran, zemní plyn, živice). Napjatá situace vzhledem k poptávce, která bude větší, než jakou bude schopna uspokojit produkce, může nastat okolo roku 2000 u mědi a ropy.

Nedávný pokles ceny mědi měl za následek omezení prospekce a průzkumu nových ložisek. Po vyčerpání současně těžených ložisek mědi nebude známo dost ložisek, jež by je nahradila. Nedostatek ropy na trhu je způsobován činiteli spíše politicko-ekonomickými než ložiskově geologickými. Všechny tyto jevy přispívají k inflaci a k zvětšování rozdílu mezi chudými a bohatými státy. Snad ani není možno očekávat, že by Země mohla donekonečna poskytovat své zdroje pro neustálý růst ekonomiky některých zemí o 5 až 10 % ročně.

Situace ČSSR v těžbě nerostných surovin. ČSSR zaujímá 0,1 % souše, má 0,4 % obyvatelstva světa, na světové těžbě se podílí (1973) 0,46 % (tj. 740 mil. \$ — 31. místo); je na 18. místě na světě v produkci nerostných surovin na 1 km² (5763 \$/km²), na 5. místě v Evropě v hodnotě produkce na 1 km² a na 45. místě na světě v hodnotě produkce nerostných surovin na 1 obyvatele (50,63 \$). V těžbě magnetitu je ČSSR na 1. místě ve světové těžbě, grafitu na 5. místě, kaolínu na 4. místě, živců a jílu na 10. místě.

Největším surovinovým bohatstvím ČSSR je ovšem uhlí, s jehož zásobami by se mělo hospodařit lépe než dosud.

V těžbě rud je situace neuspokojivá: spotřebu Fe, Pb, Zn, Cu, Sn kryje ČSSR z vlastních zdrojů jen v menší části (plánuje se zvýšení na dvojnásobek do roku 1990), v těžbě Sb a Hg kryjí ložiska na našem území spotřebu ČSSR ze 2/3 (v plánu je zvýšení na 100 %). V ČSSR se vůbec netěží Al, Mn, Ni, Mo, Cr, Au.

Automatizácia hodnotenia laboratórnych skúšok zemín

MIRKO MATYS — EVA PAULÍKOVÁ*

Автоматизация обработки результатов лабораторных испытаний грунтов

Авторы статьи занимаются автоматизацией обработки результатов лабораторных испытаний грунтов. Приводят программу „SKUSKA“ для обработки основных физических и индексных параметров грунтов, программу „ZRN“ для вычерчения кривой гранулометрического состава из комбинированного испытания и для определения названия грунта из треугольной диаграммы. При помощи программ „MOHR“ и „SMYK“ можно определить прочностные параметры ϕ , c из испытаний в срезных приборах или в стабилометрах. Для определения деформационных параметров составлена программа „STLAC“ позволяющая определять одометрический модуль сжатия и пересчитывать E_0 , C для избранных интервалов напряжений. Программой „POISSON“ определяются коэффициент Пуассона и деформационный модуль из испытания в стабилометрии.

Automation of laboratory soil tests evaluation

The paper deals with new computer routines designed for laboratory soil tests evaluation. Five routines are described comprising fundamental physical rock characteristics, mechanical texture and rock nomenclature, shearing and deformational characteristics and the Poisson's ratio evaluation. A centralized data storage of results is proposed.

Prudký rozvoj investičnej výstavby vyvoláva zvýšené požiadavky na kvalitu, kvantitu a rýchlosť geotechnického prieskumu. Pod termínom geotechnika rozumieme súbor vedných odborov, ktoré možno rozdeliť do troch skupín: 1. geológia a inžinierska geológia, 2. mechanika hornín (geomechanika), 3. aplikovaná geotechnika (zakladanie stavieb, pozemné stavby, lomárstvo; J. Stráka 1975). Aby sa zvýšené požiadavky v uvedených odboroch dali úspešne zvládnuť, zavádzajú sa pri hodnotení a navrhovaní samočinné počítače.

V inžinierskej geológii sa počítače používajú najmä na spracovávanie vstupných parametrov a grafický výstup (kreslenie) inžinierskogeologických máp. U nás sú takéto riešenia v prácach M. Matulu — M. Hrašnu (1976), M. Hrašnu — J. Vlčka (1976). V aplikácej oblasti je zostavených mnoho

* Ing. Mirko Matys, CSc., Katedra inžinierskej geológie PFUK, RNDr. Eva Paulíková, Katedra hydrogeológie PFUK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava.

programov, a to nielen na klasické výpočty (Z. Drahoňovský — J. Benda — J. Haškovec — K. Hartel — J. Mitro — M. Matys — E. Paulíková 1977), ale aj na zložité prípady, s použitím metódy konečných prvkov (M. Doležalová — I. Kazda 1977, inde napr. Z. Eisenstein — N. A. Morrison 1973, O. C. Zienkiewicz 1974). V tomto príspevku sa zaoberáme aplikáciou samočinných počítačov v oblasti mechaniky hornín, a to z aspektu hodnotenia niektorých laboratórnych skúšok zemín.

Hodnotenie laboratórnych skúšok programovateľným kalkulátorom WANG 2200-B

Geologické pracoviská Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského majú stolný programovateľný kalkulátor WANG 2200-B. Kalkulátor využíva jazyk BASIC. Opis jazyka a spôsob programovania uvádza práca Z. Lekýrovej — E. Paulíkovej (1978).

Pri zostavovaní inžinierskogeologických máp, rajonizačných máp, pri výstavbe a zakladaní objektov sú potrebné údaje o fyzikálnych a mechanických vlastnostiach hornín základovej pôdy. Vlastnosti možno zistiť klasickým geologickým prieskumom (vrt, odber neporušených, poloporušených a porušených vzoriek, laboratórne skúšky). Inou cestou získavania vlastností je aplikácia terénnych metód, meraní in situ (napr. statické, penetračné, dynamické, váhové, vibračné, vrtuľkové, presiometrické, rádiometrické skúšky). Takéto skúšky sú však iba v štádiu zavádzania do praxe, a preto treba výsledky v príslušných podmienkach overovať alebo prístroje ociaňovať. Prieskumné organizácie ich nateraz môžu využívať len minimálne. Z uvedeného vychodí, že v súčasnosti a v blízkej budúcnosti bude prevládať laboratórne spracovanie vzoriek. So zvyšujúcim sa množstvom skúšobných vzoriek, a tým aj skúšok vzrastá potreba hodnotiť ich čo najracionálnejšie, t. j. rýchlo, ekonomicky výhodne a správne. To umožňujú samočinné počítače.

Na spracovanie a hodnotenie výsledkov z laboratórnych skúšok sme pre programovateľný kalkulátor WANG 2200-B vypracovali rad programov.

Opis a použitie programu SKUSKA

Program SKUSKA predstavuje súhrn najzákladnejších vzorcov na výpočet hodnôt fyzikálnych a indexových vlastností hornín. Je to merná hmotnosť ρ_s , objemová hmotnosť v prirodzenom uložení ρ_n , objemová hmotnosť po vysušení ρ_d a pod hladinou vody ρ' , pórovitosť n , číslo pórovitosti e , vlhkosť w_n a objem plynov v hornine V_a , stupeň nasýtenia S_r . Pri súdržných zeminách ide o číslo plasticity, ukazovateľ a číslo konzistencie, pri nesúdržných zeminách o relatívnu uľahnutosť I_D , koeficient stlačiteľnosti D .

Vstupné údaje do programu sa získavajú z laboratórnych skúšok. Číselné údaje vypočítaných fyzikálnych vlastností dopĺňa rozmer vypočítanej veličiny.

Opis a použitie programu ZRN

Zrnitostné zloženie je z inžinierskeho hľadiska jednou z najdôležitejších charakteristík zemín. Rozmery zrn a pomerné zastúpenie skupín zrn v zemine sa

zistujú mechanickým rozborom. V inžinierskej geológii sa najčastejšie používa (V. Letko — I. Modlitba 1976): a) hustomerná skúška podľa Casagrandeho, b) skúška preosievaním, c) kombinovaná metóda.

Na mechanické hodnotenie hustomerného merania upravil A. Casagrande Stoksov zákon do nomogramu. Pre počítač treba vyjadriť všetky veličiny výrazu na výpočet veľkosti zŕn pomocou čítania R na hustomere a teploty t , príp. pomocou ďalších veličín, ako je merná hmotnosť zeminy a čas meraní. Výraz na výpočet veľkosti zŕn D má tvar

$$D = \sqrt{\frac{1800 \cdot v \cdot \eta'}{\rho_s - \rho_{\text{susp.}}}} = \sqrt{\frac{1800 \cdot \eta'}{\rho_s - \rho_{\text{susp.}}} - \frac{Hr}{T}} \quad (\text{mm})$$

kde η' — viskozita vody (vyjadri sa pomocou teploty t) $(\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}\text{s})$

ρ_s — merná hmotnosť zŕn

$\rho_{\text{susp.}}$ — merná hmotnosť suspenzie (vyjadri sa pomocou čítania R)

$(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$

T — čas od začiatku merania

(s)

v — rýchlosť klesania zrna

$(\text{cm} \cdot \text{s}^{-1})$

Hr — hĺbka meranej vrstvy suspenzie pod hladinou pred ponorením hustomeru (vyjadri sa pomocou čítania R) (cm)

Závislosť viskozity vody od teploty (J. Seyček 1970) pre teplotný interval 17—25 °C vyjadruje lineárny vzťah

$$\eta' \cdot 10^6 = 15,008 - 0,2366 t$$

Hustota suspenzie pomocou čítania na hustomere R (J. Seyček 1970) sa vyjadruje

$$\rho_{\text{susp.}} = R \cdot 10^{-3} + 1$$

Hĺbka H_r pomocou čítania na hustomere R je daná lineárnym vzťahom, ktorý možno písať ako smernicovú rovnicu priamky

$$H_r = kR + q$$

Táto zákonitosť sa musí určiť pri každom hustomere individuálne jeho ocieňovaním, pri ktorom sa zistia neznáme koeficienty k a q .

Po dosadení η' , $\rho_{\text{susp.}}$ a H_r do pôvodnej rovnice dostaneme výsledný vzorec na výpočet priemeru zŕn z hustomerného merania

$$D = \sqrt{\frac{(0,02701 - 0,0004259 t) (kR + q)}{(\rho_s - 1 - R \cdot 10^{-3}) T}} \quad (\text{mm})$$

Hmotnosť zŕn, ktorá je zistená hustomerom pre zŕn menšie ako veľkosť D , vyjadruje rovnica (J. Seyček 1970)

$$W = \frac{\rho_s}{\rho_s - 1} \{R + 10^3[\rho_o - \rho_t - \varepsilon(t - t_o)]\} \quad (\text{g})$$

kde ρ_o — merná hmotnosť vody pri teplote 20 °C $(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$

ρ_t — merná hmotnosť vody pri teplote t $(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$

$\varepsilon = 0,000025$

$t_o = 20 \text{ °C}$

Výraz $(\rho_o - \rho_t)$ v závislosti od teploty t pre teplotný interval 17—25 °C (J. Seyček 1970) je vyjadrený lineárnym vzťahom

$$\rho_o - \rho_t = 10^{-4}(2,156 t - 42,770)$$

Dosadením tohto výrazu do pôvodnej rovnice dostaneme výsledný tvar na výpočet hmotnosti zŕn

$$W = \frac{100\rho_s(R + 0,191 t - 3,78)}{W_o(\rho_s - 1)} \quad (g) \quad (g)$$

kde W_o — hmotnosť vzorky zeminy (návažok)

Granulometrické zloženie zemín graficky znázorňuje krivka zrnitosti, ktorá sa nanáša ako súčtová krivka do súradnicového systému, kde na vodorovnej osi sú v logaritmickej stupnici priemery zŕn (mm), na zvislej osi percentuálny podiel hmotnosti vysušenej zeminy.

Na určenie názvu zeminy s veľkosťou zŕn do 2,00 mm sa používa trojuholníkový diagram, v ktorom sa zrnitosť zeminy vyjadri jediným bodom.

Program ZRN je modifikovaný program IGHP, závod Bratislava (autor J. Staněk). Riešenie sme zjednodušili a zrýchlili tak, že ak sa pôvodné množstvo zeminy, ktoré zostalo na sítach, spočítavalo ručne, teraz je tento výpočet obsiahnutý v programe. Program sme ďalej doplnili vykreslením bodu do trojuholníkového diagramu na určenie názvu zeminy.

Program ZRN slúži na hodnotenie granulometrického zloženia zeminy z hustomernej skúšky podľa Casagrandeho, ktorá sa kombinuje s preosievaním zeminy cez sadu sít. V programe sú zabudované dáta predstavujúce veľkosť otvorov sít, ktoré sa môžu upraviť podľa potreby, ako aj koeficienty hustomera k a q , ktoré treba určiť pre každý použitý hustomer osobitne.

Výstup z programu dostaneme na súradnicovom zapisovači priamo do tlačiva na vykresľovanie kriviek zrnitosti zemín. Na základe vložených vstupných údajov sa vykreslí krivka zrnitosti danej zeminy a vypíše sa percentuálne zastúpenie frakcií v zemine.

Do jedného tlačiva možno vykresliť päť kriviek zrnitosti.

Opis a použitie programu MOHR

Pomocou programu MOHR sa hodnotí šmyková pevnosť zeminy z triaxiálnej skúšky. Vstupnými údajmi sú hodnoty zvislého pretvorenia vzorky a zodpovedajúce napätia. Šmykovú pevnosť istej zeminy možno zhodnotiť maximálne z 10 meraní.

Zo známych údajov je vyjadrený stred a polomer Mohrovej kružnice

$$S = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} \quad R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$$

Ďalším krokom je zistenie minimálnych a maximálnych hodnôt S a R , ktoré sú potrebné na lineárnu regresiu na výpočet napätia σ_c ;

Uhol vnútorného trenia zeminy sa vypočíta podľa vzorca

$$\varphi = \arcsin \frac{A_o + B_o}{\sigma_c + 1}$$

kde A_0 a B_0 sú regresné konštanty lineárnej regresie. Kohézia zeminy je daná vzťahom

$$c = \sigma_c \cdot \operatorname{tg} \varphi \quad (\text{MPa})$$

Výstup programu je numerický a grafický. Na písacom stroji (tlačiarňi) dostaneme vypísané vstupné údaje a vypočítané šmykové parametre zeminy.

Grafické zhodnotenie triaxiálnej skúšky dostaneme na súradnicovom zapisovači. Vykreslí sa sústava súradníc, kde sa na x-ovú os vynáša normálne a na y-ovú os tangenciálne napätie. Zobrazí sa séria Mohrových kružníc a tie sa obalia priamkou — čiarou pevnosti, vypočítanou z lineárnej regresie.

Opis a použitie programu SMYK

Skúška šmykovej pevnosti v čelustovom prístroji s predurčenou šmykovou rovinou sa používa na stanovenie šmykovej pevnosti zemín po odvodnení, t. j. na stanovenie efektívnych parametrov šmykovej pevnosti.

Šmykové napätie je dané rovnicou

$$\tau = \frac{T}{A} \quad (\text{MPa}); \quad \text{normálne} \quad \sigma = \frac{N}{A} \quad (\text{MPa})$$

kde T — šmyková sila v šmykovej ploche (MN)

N — normálna sila k šmykovej ploche (MN)

A — plocha vzorky (m^2)

Zo šmykových pevností τ zistených pri viacerých rovnako hodnotných vzorkách sa pre rozličné normálne napätie σ určia parametre šmykovej pevnosti zeminy.

Pomocou programu SMYK sa urýchľuje a zjednodušuje hodnotenie šmykovej skúšky v čelustovom prístroji. Šmykové parametre jednej zeminy možno zistiť maximálne z 10 meraní.

Dostaneme dva výstupy z programu. Jedným je vypísanie vstupných údajov a uhla vnútorného trenia, súdržnosti a napätia σ_c na písacom stroji (tlačiarňi).

Druhý výstup je grafický. Na súradnicovom zapisovači sa vykreslí sústava súradníc, kde sa na x-ovú os vynášajú hodnoty normálneho napätia a na y-ovú os tangenciálne napätie. Pomocou lineárnej regresie sa zobrazí čiara pevnosti zeminy.

Opis a použitie programu STLAC

Stlačiteľnosť zeminy sa v laboratóriu stanovuje na neporušených vzorkách v oedometrickom prístroji.

Účelom stanovenia stlačiteľnosti zemín je najmä výpočet oedometrického modulu deformácie M_o , modulu deformácie E_o a bezrozmerného koeficienta stlačiteľnosti C .

Z údajov zo skúšky stlačiteľnosti sa zostrojí čiara stlačiteľnosti. Na vodorovnú os sú v logaritmickej mierke vynesené hodnoty zvislého napätia v MPa a na zvislú os zodpovedajúce hodnoty zvislej deformácie vzorky v mm. Podľa čiar stlačiteľnosti sa vypočíta oedometrický modul deformácie (V. Letko — I. Molitba 1976)

$$M_o = \frac{\Delta p \cdot h}{\Delta h}$$

Δh — stlačenie (zvislá deformácia) vyvolané prírastkom rovnomerného zaťaženia (mm)

h — začiatočná výška vzorky (mm)

Δp — prírastok napätia rovnomerného zaťaženia (MPa)

Hodnota Δh sa stanoví odpočítaním zvislej deformácie vzorky vyvolanej prvým zaťažovacím stupňom od celkovej deformácie vzorky. Začiatočná výška vzorky h sa opraví o hodnotu zvislej deformácie vzorky vyvolanej prvým zaťažovacím stupňom. Prírastok rovnomerného zaťaženia Δp je rozdielom medzi najvyššou hodnotou zvislého napätia (dosiahnutou pri poslednom zaťažovacom stupni) a najnižšou hodnotou zvislého napätia (zodpovedá prvému zaťažovaciemu stupňu).

Z hodnoty M_o a koeficienta bočnej deformácie β sa vypočíta modul deformácie

$$E_o = \beta M_o \quad (\text{MPa})$$

Koeficient bočnej deformácie je definovaný vzťahom (ČSN 73 1001)

$$\beta = 1 - \frac{2\nu^2}{1 - \nu}$$

kde ν je Poissonovo číslo

Z priebehu skúšky možno vypočítať bezrozmerný koeficient stlačiteľnosti

$$C = \frac{h}{\Delta h} \cdot 2,3 \cdot \log \frac{p_2}{p_1}$$

kde p_1 — začiatočné napätie (spravidla prvý zaťažovací stupeň) (MPa)

p_2 — konečné napätie, ktoré vyvolalo zvislú deformáciu Δh (MPa)

Presadavosť zemín sa robí za účelom výpočtu koeficienta pomernej presadavosti

$$i_{mp} = \frac{h_i}{h_o} \cdot 100 \quad (\%)$$

kde h_o — pôvodná výška vzorky (mm)

h_i — dodatočné sadnutie vzorky po zaliatí vodou (mm)

Program STLAC je modifikovaný program IGHP, závod Bratislava (autor J. Staněk), pričom sme v ňom urobili úpravy a doplnili sme ho o výpočet bezrozmerného koeficienta stlačiteľnosti.

Výstup z programu dostaneme na súradnicovom zapisovači priamo do príslušného tlačiva. Vykreslí sa krivka stlačiteľnosti, oedometrického modulu deformácie, koeficienta bočnej deformácie a modulu deformácie zeminy. V prípade presadavosti zeminy sa vypíše hodnota koeficienta pomernej presadavosti.

Opis a použitie programu POISSON

Jednou z metód riešiacich reakciu zeminy v podzákladi po jej zaťažení je metóda dráhy napätí. Cieľ tejto metódy je logický: odvodiť mechanické para-

metre a pretvorenie základovej pôdy takou laboratórnou skúškou, pri ktorej sa priebeh napätí najviac blíži skutočnému priebehu v smerodajnom prvku základovej pôdy v poli (J. F e d a 1974).

V oedometri sa zemina stláča pri súčasnom zamedzení bočného rozpínania. Tento stav nezodpovedá podmienkam v prirodzenom uložení pod povrchom terénu.

Pri trojosových skúškach berieme do úvahy pomerné deformácie vo zvislom a vodorovnom smere, čo nám reálnejšie zobrazuje správanie sa zeminy pri danom zaťažení.

Pred vykonaním triaxiálnej skúšky sa zisťuje výška a priemer skúšobného valčeka, porovnáva sa hodnota vypočítaného objemu valčeka s objemom stanoveným v ortuti a určuje sa objemová hmotnosť a vlhkosť zeminy.

Vypočítaný objem skúšobného valčeka zeminy je daný vzťahom

$$V_2 = \pi h \left(\frac{d_o}{2} \right)^2 \quad (\text{cm}^3)$$

h — výška valčeka pred skúškou (cm)

d_o — priemer priečného rezu valčeka pred skúškou (cm)

Objem valčeka zistený v ortuti je

$$V_1 = \frac{g_o + g_1}{\rho_{so}} \quad (\text{cm}^3)$$

g_o — hmota skúšobného valčeka v ortuti (g)

g_1 — hmota valčeka (g)

ρ_{so} — merná hmotnosť ortuti pri teplote 20 °C (g . cm⁻³)

Oprava celkového objemu na nerovnosť vzorky sa vypočíta

$$V_3 = V_2 - V_1$$

Vlhkosť zeminy sa vypočíta podľa vzorca

$$W = \frac{g_1 - g_2}{g_2} \cdot 100 \quad (\%)$$

g_2 — hmota suchého valčeka (g)

Objemová hmotnosť zeminy v prirodzenom uložení je

$$\rho_n = \frac{g_1}{V_1} \quad (\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$$

Objemová hmotnosť skeletu je

$$\rho_n = \frac{\rho_n}{1 + \frac{W}{100}} \quad (\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$$

Simulácia dráhy napätia sa vykonáva v triaxiálnom prístroji. Dráha napätia je spojnica bodov modelujúcich postupné zmeny napätí čo možno najvernejšie podľa predpokladaného stavu napätia, ktorý nastane v priebehu budovania stavby a po jej dokončení. Zmeny napätí sú vyjadrené v rovine (p , q) — totálne napätie, alebo (p' , q) efektívne napätie. Pritom

$$p = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \quad (\text{MPa}) \qquad p' = \frac{\sigma'_1 + \sigma'_3}{2} \quad (\text{MPa})$$

$$q = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \quad (\text{MPa})$$

σ_1 — deviátor (axiálne napätie) (MPa)

σ_3 — plášťové napätie (MPa)

Ďalej používame veličinu p s tým, že ide o efektívnu dráhu napätia. Potom $p = p'$.

Každý stav napätí v bode polopriestoru charakterizuje v Mohrovej rovine (τ , σ_n) jedna kružnica. Veličiny p a q určujú jej stred a polomer. Veličina q môže nadobúdať kladné alebo záporné hodnoty. Kladná hodnota q je vtedy, ak σ_1 je odklonená od vertikály maximálne o uhol $\pm 45^\circ$. Záporná hodnota q sa dosiahne, ak σ_1 zvierá s horizontálou menší uhol ako $\pm 45^\circ$ (T. W. Lamb — R. V. Whitman 1969).

Hodnoty p a q určujeme pre dva zaťažovacie stupne triaxiálnej skúšky (p_1 , q_1 pre prvý zaťažovací stupeň a p_2 , q_2 pre druhý zaťažovací stupeň). Rozdiely z vypočítaných hodnôt sú vyjadrené

$$\Delta q = q_2 - q_1 \quad (\text{MPa})$$

$$\Delta p = p_2 - p_1 \quad (\text{MPa})$$

Pre vertikálne a horizontálne napätia platia rovnice

$$\Delta \sigma_x = \Delta p - \Delta q \quad (\text{MPa})$$

$$\Delta \sigma_z = \Delta p + \Delta q \quad (\text{MPa})$$

V priebehu triaxiálnej skúšky sa mení objem vzorky a priemer skúšobného valčeka. Objemovú zmenu vzorky vyjadruje výraz

$$V = V_5 - V_4 + V_6 - V_3 \quad (\text{cm}^3)$$

V_4 — oprava na roztiahnutie komory a prívodov (cm³)

V_5 — celková objemová zmena vzorky (cm³)

V_6 — objem zaťažovacieho piestu vtlačeného do komory (cm³)

$V_6 = A \cdot \Delta h_0$, pričom A je plocha zaťažovacieho piestu, Δh_0 je deformácia valčeka ($= \Delta h_1$ po prvom zaťažovacom stupni, $= \Delta h_2$ po druhom zaťažovacom stupni).

Nový priemer valčeka sa vypočíta

$$d = 2 \sqrt{\frac{V_1 - \Delta V}{h - \Delta h_0} / \pi} \quad (\text{cm})$$

Hodnoty ΔV a d sa vypočítajú pri prvom aj druhom zaťažovacom stupni skúšky.

Pomerné pretvorenie zeminy vo vertikálnom smere je

$$\Delta \varepsilon_z = \frac{h_1 - h_2}{h_1}$$

h_1 — výška valčeka po prvom zafažovacom stupni (cm)

h_2 — výška valčeka po druhom zafažovacom stupni (cm)

V horizontálnom smere je pomerné pretvorenie vzorky

$$\Delta\varepsilon_x = \frac{d_1 - d_2}{d_1}$$

d_1 — priemer valčeka po prvom zafažovacom stupni (cm)

d_2 — priemer valčeka po druhom zafažovacom stupni (cm)

Podľa nameraných a vypočítaných hodnôt možno vypočítať charakteristiky poukazujúce na pretváranie vlastností príslušnej zeminy. Poissonovo číslo vyjadruje rovnica (T. W. L a m b e — R. V. W h i t m a n 1969)

$$\nu = \frac{(\Delta\sigma_x \Delta\varepsilon_z) - (\Delta\varepsilon_x \Delta\sigma_z)}{\Delta\sigma_x(\Delta\varepsilon_z - 2\Delta\varepsilon_x) + \Delta\sigma_z \Delta\varepsilon_z}$$

Výpočet modulu deformácie zeminy (W. T. L a m b e — R. V. W h i t m a n, 1969)

$$E_0 = \frac{(\Delta\sigma_z + 2\Delta\sigma_x)(\Delta\sigma_z - \Delta\sigma_x)}{\Delta\sigma_x(\Delta\varepsilon_z - 2\Delta\varepsilon_x) + \Delta\sigma_z \Delta\varepsilon_z} \quad (\text{MPa})$$

Koeficient bočnej deformácie je podľa ČSN 73 1001

$$\beta = 1 - \frac{2\nu^2}{1 - \nu}$$

Oedometrický modul deformácie sa vypočíta podľa vzťahu (ČSN 73 1001)

$$M_0 = \frac{E_0}{\beta} \quad (\text{MPa})$$

Metóda dráhy napätí je logická, aj keď nie je matematicky úplne korektná. Je kombináciou teórie lineárnej pružnosti s pretvorením stanoveným priamou skúškou vzorky s predpísanou dráhou napätí. Používajú sa teda súčasne dva konštitutívne vzťahy: Hookov na výpočet napätí a experimentálny na výpočet pretvorenia (J. F e d a 1974).

Táto metóda na výpočet konečného sadnutia stavby najreálnejšie vystihuje mechanické správanie sa základovej pôdy. Jej nevýhodou je väčšia prácnosť, a najmä nemožnosť napodobniť v laboratóriu presne skutočnú dráhu napätí, o ktorej sa a priori predpokladá, že nezávisí od vlastností základovej pôdy.

Túto problematiku sme spracovali v programe POISSON. Výstup z programu je numerický na písacom stroji alebo z tlačiarne, kde sú vypísané vstupné dáta a výsledky riešenia — Poissonovo číslo a moduly deformácie zeminy.

Podrobnejší opis programov, ich výpis aj s príkladmi a niektoré ďalšie programy, napr. na návrh plošných základov podľa 1. a 2. medzného stavu, na návrh hĺbkových základov, stabilitu svahu, na návrh záporového paženia, odvodnenia stavebnej jamy studňami, program na zistenie veľkosti zemných tlakov, sú v prácach M. M a t y s a, E. P a u l í k o v e j 1978.

Okrem nášho pracoviska zhotovili programy na hodnotenie laboratórnych skúšok zemín aj špecializované pracoviská, ako je IGHP, HYCO, VÚIS, Stavební geologie a rad ďalších inštitúcií.

V budúcnosti sa budú programy používať v systéme automatizácie registrácie aj zhodnocovania v laboratóriách mechaniky zemín. Tento spôsob začalo zavádzať ako prvé v ČSSR Laboratórium mechaniky zemín, Stavební geologie (J. Marek 1975).

Záver

Záverom chceme podotknúť, že viacej pracovísk zostavuje algoritmy a programy pre tie isté čiastkové problémy, resp. skúšky. Podniky nie sú ochotné (aspoň vo väčšine prípadov) vymieňať si či zapožičiavať zostavené programy. Na zlepšenie situácie by mal vzniknúť centrálny archív programov (napr. pri Geofonde), kde by si bolo možno programy nahrať, resp. požičať. Len tak možno hodnotenie laboratórnych skúšok urýchliť, skvalitniť a uplatniť programy v celej oblasti geomechaniky.

Doručené 22. 3. 1979

Odporučil I. Modlitba

LITERATÚRA

- Eisenstein, Z. — Morrison, N. A. 1973: Prediction of Foundation Deformations in Edmonton Using an in Situ Pressure Probe. *geotech. J.*, 10, p. 193—210.
- Feda, J. 1974: Napjatost podzákladí a metody výpočtu konečného sednutí. Praha, Academia.
- Hrašna, M. — Vlčko, J. 1976: Ukážka spracovania inžinierskogeologických máp na číslicových počítačoch. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 65, s. 207—219.
- Hurych, P. 1977: Využití kalkulátoru HP 9821 pro výpočty v odboru zakládání. *Progresívne technológie zakladania podzemných a inžinierskych stavieb. Zv. 2. Košice, SVTS Dom techniky*, s. 79—86.
- Lambe, T. W. — Whitman, R. V. 1969: *Soil Mechanics*. New York, J. Wiley and Sons.
- Lekýrová, Z. — Paulíková, E.: Príručka k programovaniu na programovateľnom kalkulátore WANG 2200-B v jazyku BASIC. Bratislava, PFUK. 77 s.
- Letko, V. — Modlitba, I. 1976: Laboratórne zisťovania inžinierskogeologických vlastností zemín. Bratislava, PFUK.
- Matula, M. — Hrašna, M. 1976: Typologická rajonizácia v inžinierskej geológii, *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 29, s. 5—28.
- Matys, M. — Paulíková, E. 1978: Využitie počítača WANG 2200-B v geotechnike. In: *Automatizácia projektovania. Zv. 1. Dom techniky Košice*, s. 63—70.
- Paulíková, E. 1978: Riešenie úloh inžinierskej geológie a geotechniky pomocou počítača WANG 2200-B. [Rigorózna práca.] Univerzita Komenského. Prírodovedecká fakulta. Bratislava, 120 s. + 16 príl.
- Seyček, J. 1970: Automatizácia výpočtov v laboratóriu mechaniky zemín. [Výskumná úloha č. 1781/6914.] Manuskript — Stavební geol. Praha.
- Zienkiewicz, O. C. 1974: *Methode der finiten Elemente*. Leipzig, VEB Fachbuchverlag. 496 S.
- Základová pôda pod plošnými základmi. ČSN 73 1001.

Automation of Laboratory Soil Tests Evaluation

MIRKO MATYS — EVA PAULÍKOVÁ

Automation in geotechnics is called forth by an intense investment construction which increases the demands for quality, quantity, speed of geological investigation and its evaluation. The paper deals with the automation of laboratory soil tests evaluation. Described are the programs — “SKUSKA” for evaluating the fundamental rock physical and index characteristics, “ZRN” for drawing the grain-size curve from a combined test and for determining the soil name from a triangular graph. The programs “MOHR” and “SMYK” determine the shearing parameters φ , c , from triaxial or box tests. To find out the deformation characteristics the “STLAC” program was set up, which determines the oedometric modulus, then calculates E_0 , C , for chosen stress intervals. The “POISSON” program evaluates the Poisson’s ratio and the deformation modulus from the triaxial test. In conclusion it is stated that various organizations set up programs for the same problems and are unwilling (in most cases) to lend them. It would be suitable to have central archives of programs where other organizations could record or lend the required programs.

Preložil E. Bleho

AKTUALITA

Zlato v antimonitovom ložisku v Pezinku

STANISLAV POLÁK — DUŠAN RAK

Золото на сурьмяном месторождении Пезинок

Новые данные о месторождении сурьмы Пезинок—Коларски врх, показывают, что золото на этом месторождении связано с арсенопиритом в четкой генерации. Кореляция $As : Au = 5000 : 1$. Предполагается с использованием индикационных возможностей распределения золота на месторождении и его периферии для решения основных вопросов месторождения.

Gold in the antimonite deposit at Pezinok (Malé Karpaty Mts., SW Slovakia)

Older reports on native gold occurrences at Pezinok concern most probably hypergenous gold from quartz-sulphide veins. The mineral form of gold occurring in antimonite ore remained unknown. A close geochemical affinity of arsenic and gold proved the relations of higher gold concentrations to quartz-arsenopyrite gangue composing haloes around the antimonite mineralization.

Rýdže zlato v Pezinku, ktoré uvádzali staršie topografické mineralógie, pochádzalo jednoznačne iba zo zlatých baní lokality Pezinok-Staré Mesto (Slnečné údolie pri Limbachu). Najpravdepodobnejšie ide iba o hypergénne zlato z kremeňovo-sulfidických žíl, ktoré sa ešte v minulom storočí dobývali až po hlbkovú úroveň výskytov voľného zlata.

Z vlastného antimónového ložiska Pezinok—Kolársky vrch (asi 1 km na JV od zlatých baní) je známa zlatonosnosť exploatovanej rudy už desiatky rokov, ale o minerálnej forme a distribúcii zlata neboli nijaké konkrétne údaje. Podľa analýz dobývanej rudy a flotačného odpadu sa až donedávna javila korelácia medzi obsahom Sb a Au asi 10 000 : 1. V technologickom procese len asi tretina obsahu zlata prechádzala do koncentráту s maximálnym obsahom 10—15 ppm, čo jasne signalizovalo, že sa zlato viaže prevažne na niektorý zámerne potláčaný minerál. Prítomnosť rýdzeho zlata nepotvrdilo ani pokusné poloprevádzkové zachytávanie zlata z odpadového kalu na zamatovom koberci v 50-yh rokoch.

Distribúcií a forme zlata sa pri súčasnom výskume venuje veľká pozornosť. Doteraz sa nikde nepodarilo zistiť ani voľné rýdže zlato, aj keď v deluviálnom znose sa vyzrážoval menší počet zlatiniek (najmä v potoku Spod Kolárskeho vrchu). Desiatky novších analýz z exploatovaného ložiska a prieskumnej periferie poukazujú na výraznú afinitu Au a As. Štatisticky sa zistil kvantitatívny vzťah $As : Au = 5000 : 1$, a to bez ohľadu na obsah Sb alebo S. Z doterajších ložiskových pozorovaní súčasne vychádza, že najbohatší na zlato je čiastočne drvený sivočierny šošovkovitý kremeň s obsahom arzenopyritu, príp. pyritu, ktorý v kremeň vytvára spolu s mladšou generáciou kremeňa a karbonátov nenápadné nepravidelné žilky a výplne drobných drvených zón. Doteraz najbohatší zlatonosný úsek v štolni Pyritová pri meracom bode 46 ukazuje tieto priemerné parametre (pri overenej smernej dĺžke 50 m): priemerná mocnosť 2,36 m, priemerný obsah 5,47 ppm Au, 3,14 % As, 0,15 % Sb, rozmedzie obsahu Au vo vzorkách 1,06 až 11,6 ppm Au.

Zlatonosné partie sa, prirodzene, objavujú aj vo vlastnom antimónovom zrudnení, ale nápadne pokračujú za jeho hlbkovú a smernú hranicu. Tak vzniká akási priesťorová aureola Au-zrudnenia, ktorej vzťah k antimónovému „centru“ nie je doteraz geneticky jasný. Preto nie je vylúčené, že môže ísť o náhodnú vzájomnú kontamináciu dvoch typov zrudnenia, a to zlatého z terénu Pezinok-Staré Mesto a vlastného antimónového.

Pre úplnosť treba azda ešte uviesť, že sa potvrdila aj zlatonosnosť arzenopyritových impregnácií niektorých alterovaných hornín mimo vlastných ložiskových štruktúr. Ide tu o drobné idiomorfne kryštálíky FeAsS do veľkosti 1 až 2 mm, často sprevádzané aj pyritom. Na druhej strane sa na periférii ťaženého ložiska na niekoľkých miestach zistili žilky (do 8 cm mocnosti) masívneho hrubozrnného arzenopyritu (veľkosť zŕn 2 až 5 mm), ktoré sa na prevkapanie ukázali sterilnými na zlato. Predpokladáme, že ide o nateraz málo identifikovanú mladšiu generáciu, ktorej vzťah k Sb-zrudneniu ešte nie je jasný. Na rozdiel od hlavných štruktúr so zlatonosnými arzenopyritmi tieto posledné nie sú sprevádzané výraznými geochemickými aureolami As. Nevysvetlenou zostáva aj asymetrickosť ostatných primárnych aureol As okolo zlatonosných rudných štruktúr. Vo väčšine prípadov je aureola výrazne vyvinutá iba v podložných partiách pomerne strmých rudných štruktúr.

V sledovaní zlatonosnosti pezinských rudných štruktúr sa bude intenzívne pokračovať, lebo okrem prípadného ekonomickeho efektu možno očakávať aj rozhodujúci indikačný prínos k stále problematickej otázke distribúcie rudných generácií ložiska, celkovej štruktúrnej pozícii zrudnenia a k vlastnému priebehu zrudňovacích procesov.

*Geologický prieskum
Geologická ul. 18
834 37 Bratislava*

DISKUSIA

K problematike veporíd

MIROSLAV IVANOV*

К вопросам вепорид

Первая часть статьи имеет дискуссионный характер. Автор даёт оценку литературных данных и критический анализ к отдельным взглядам геологического строения вепорид.

Во второй части автор стремится дать синтезу геологических, петрографических и петрохимических изучений разных авторов собранных за последних 15—20 лет, которые касались вепорид к прилегающим районам. Стремится дать уцелённый взгляд на геологическое строение и геологическое развитие, магматизм и магматическо-вулканические процессы во вепоридах.

To the problems of the Veporides

In the first part of the paper, the author discusses with existing views on the geology of the Veporides appraising previous literature and giving critical comments to single views. In the second part, he aims at a synthesis from existing geological, petrographical and petrochemical studies of numerous authors for the last 15—20 years in the Veporides and surrounding areas. An attempt is made to give a comprehensive picture of the geological edifice and development, of metamorphism and of magmatic-volcanic processes in the area.

Základnú geologickú stavbu kryštalinika veporíd osvetľovali najmä práce V. Zoubka (1928, 1930, 1932, 1936). V. Zoubek charakterizoval veporidy ako špecifickú oblasť v Karpatoch s tzv. vnútenou tektonikou, ktorej tektonický a konečný metamorfný ráz bol výsledkom alpínskych horotvorných procesov. Veporidné kryštalinikum rozdelil na 4 samostatné geologicko-tektonické pásma (od JV na SZ); kohútske, kráľovohoľské, krakovské a ľubietovské. Pásma sú od seba oddelené hlbokými tektonickými líniami alpínskeho veku (muránskou, pohorelskou a čertovickou). Podľa V. Zoubka celkový smer jednosmerného tlaku počas alpínskeho orogénu od JV spôsobil nasunutie gemeríd na kohútske kryštalinikum, ako aj nasunutie uvedených pásiem veporíd na seba; nasunutie kohútskeho pásma na kráľovohoľské, kráľovohoľského na krakovské ap. Aj v severozápadnej časti boli veporidy čiastočne pre-

* RNDr. Miroslav Ivanov, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

sunuté pozdĺž čertovickej línie na kryštalický komplex d'umbierskeho pásma Nízkyh Tatier.

V. Zoubek (l. c.) v tých rokoch pokladal sedimentárne horniny veporíd, tatrid a gemerid, ktoré sa neskôr zmenili na kryštalické bridlice (s rozličným stupňom metamorfózy), za produkt jednotného sedimentačného procesu a pripisoval im staropaleozoický vek. Jednotlivé variety kryštalických bridlíc, hlavne nižšie metamorfované horniny (rozličné druhy svorov, fylonitov ap.), vysvetľoval vo veporidách diaftoritickými zmenami pararúl spôsobenými počas alpínskych orogenetických procesov.

Neskoršie (V. Zoubek — M. Máška 1961) svoju staršiu koncepciu zmenil v tom zmysle, že kryštalické bridlice veporid (podobne ako aj kryštalické bridlice jadrových pohorí) pokladá za proterozoické, pričom ich diaftorézu naďalej považuje za alpínsku. Granitoidom veporid, podobne ako granitoidom jadrových pohorí, pripisuje hercýnsky vek. Aj keď sa mnohé náhľady V. Zoubka (l. c.) v súvislosti s novými poznatkami korigovali, predsa len majú pre objasnenie základnej geologickej stavby tohto územia podstatný význam. Aj D. Kubíny (1954, 1958, 1959) sa vo svojich prácach v podstate pridržiava základnej Zoubkovej koncepcie stavby veporid.

Odlíšne náhľady na stavbu veporidného kryštalinika v ostatnom čase zastáva A. Klinec (1962, 1966, 1973, 1975). Od roku 1966 veporidné kryštalinikum okrem kohútkeho pásma nepokladá za autochtónne, ale tvrdí, že granitoidy a kryštalické bridlice v kráľovohorskom a krakľovskom pásme boli v podobe príkrovu presunuté na veľkú vzdialenosť z JV.

Hlboké zlomové línie (muránsku, pohorelskú a čertovickú) uznáva, ale nepripisuje im v stavbe veporid rozhodujúci význam.

Veporidné kryštalinikum rozdeľuje do piatich samostatných litostratigrafických komplexov, ktoré sú podľa neho vyvinuté na celom území veporid.

Za najspodnejší litologicko-stratigrafický komplex pokladá hronský komplex, ktorý budujú prevažne mezozonálne, inde epizonálne metamorfované horniny (fylity, droby — svory až ruly) s vložkami porfyroidov a metadiabázov, amfibolitov, žulorúl a serpentinitov.

Aj keď už z načrtnutého opisu zastúpených hornín vidieť, že ide o konglomerát rozličných litologických (a nerovnakým stupňom metamorfózy postihnutých) hornín, A. Klinec (1966) ich zahŕňa pod jeden litologicko-stratigrafický komplex. O jeho veku sa v citovanej práci (1966) nezmieňuje, ale z celého článku vychodí, že náhľad V. Zoubka — M. Mášku (1960, 1961) o proterozoickom veku tohto komplexu nevylučuje. Pritom je paradoxné, že diaftorézu ako regionálny proces vo veporidách v neskorších svojich prácach vylučuje (A. Klinec 1973, s. 123). Roku 1971 A. Klinec — J. Vozár vyčlenili z hronského komplexu v úseku Heľpa—Polomka v doline Hrona samostatné permské súvrstvie s metadrobami, metadiabázmi a porfyroidmi a v roku 1975 A. Klinec — E. Pländerová — O. Miko z Bacúšskej doliny v hronskom komplexe uprostred metamorfitov zistili málo metamorfovanú 20 cm polohu fylitov, v ktorej sa určili staropaleozoické spóry. Na základe tohto nálezu A. Klinec (1975) pokladá celý litologicky rôznorodý hronský komplex za staropaleozoický.

Z citovaného materiálu vidieť, že predstava A. Klineca o genéze a stratigrafii hronského komplexu nie je jednoznačná. Chybou je, že sa autor usiluje

predčasne zovšeobecňovať isté lokálne poznatky a vytvárať umelé (nie genetické) komplexy (systémy).

Podľa A. Klinca (1966) druhým komplexom je komplex biotiticko-kremitých pararúl so sporadickými amfibolitmi. Tretím samostatným komplexom vo veporidách by mal podľa neho byť komplex biotitických rúl. V neskorších prácach (A. Klinec 1973) obidva komplexy zlučuje (čo je podľa nášho názoru z genetického hľadiska správne), ale uvádza, že komplex biotitických a kremitých pararúl (s amfibolitmi) je vo veporidách zastúpený len sporadicky, čo nezodpovedá skutočnosti. Biotitické pararuly sa nachádzajú vo veľmi širokých areáloch v kohútskom pásme (na sever od Muránskej Zdychavy pri Muránskej Hute ap.), ale sú zastúpené aj v kráľovohoľskom pásme a v juhozápadnej časti kráľovského pásma.

Do komplexu biotitických pararúl treba geneticky zaradiť aj hybridné horniny, a to horniny premenené pod vplyvom intrúzií granitoidných hornín (migmatizované pararuly, okaté ruly s porfyrickými výrastlicami živcov ap.), ktoré sú vo veporidách rozšírené vo veľkých areáloch.

Štvrtým samostatným komplexom podľa A. Klinca je kráľovohoľský komplex, ktorý budujú granitoidy s častým prechodom do migmatitov. Tento komplex tektonicky spočíva prevažne na hrnskom komplexe, ojedinele na komplexe biotitických a kremitých rúl. Z profilov (A. Klinec 1966, s. 11) vyplýva, že autochtónne postavenie má iba v kohútskom pásme, odkiaľ bol počas alpínskych horotvorných procesov presunutý v podobe príkrovu na veľkú vzdialenosť do ostatných veporidných oblastí.

Tvrdenie, že veľké masy granitoidov v kráľovohoľskom pásme (oblasť Kráľovej hole, Fabovej hole; granitoidy v oblasti Hriňovej ap.) nie sú autochtónne, sa nám zdá viac ako hypotetické.

Hlavným argumentom podporujúcim túto teóriu je niekoľko plytkých vrtov v granitoidoch v blízkosti svorov „hrnského komplexu“ (severovýchodne od Pohronskej Polhory), v ktorých podloží sa navŕtali svory, a tie zaraďuje do hrnského komplexu. Treba pripomenúť, že už V. Zoubek (1930) poukázal vo veporidách na presunutie uvedených pásiem od JV na SZ, s prevládajúcim úklonom na JV, ale prešmykového rázu. Paralelne so smerom hlavných tektonických línií, ktoré oddeľujú jednotlivé pásma vo veporidách, možno pozorovať tektonické (prešmykové) línie druhého radu (s častými mylonitovými zónami), na čo poukazuje aj D. Kubíný (1954, 1958, 1959). Preto je logické, že vrty lokalizované vo východnej časti styčných zón dvoch litologických komplexov navŕtajú podložný komplex. Je viac ako pravdepodobné, že keby sa vrt situoval v oblasti Kráľovej, príp. Fabovej hole, v kráľovohoľskom pásme a dosiahol by hĺbku aj 2000 m, ukončil by sa v granitoidoch, príp. v migmatitoch.

Piatym litologicko-stratigrafickým komplexom, ktorý podľa A. Klinca (1966) patrí do veporid, je komplex Hladomornej doliny. Budujú ho sivozelené bioticko-chloritické fylity až svory s metakvarcitmi a menšími výskytmi amfibolitov. Vystupuje len v juhovýchodnej časti veporid.

Už v našich starších prácach (M. Ivanov 1962) sme poukázali na to, že tento komplex hornín, dosahujúci až mezozonálny charakter metamorfózy, predstavuje vyššie metamorfovaný ekvivalent paleozoika gemeríd. Gemeridy sa nekončia na lubeníckej línii, ale pokračujú v tektonickej pozícii aj na Z od

nej a ležia na kohútskom kryštaliniku diskordantne. Komplex Hladomornej doliny teda geneticky nemožno pokladať za súčasť veporidného kryštalinika, ale za súčasť paleozoika gemerid (ibid.).

Na záver tejto časti chceme ešte podotknúť, že podľa nášho náhľadu by bolo účelnejšie pri mapovacích prácach vo veporidách vyčleniť čo najširšiu škálu samostatných litofácií v sedimentárnych a magmatických horninách, ktoré sa dajú dobre paralelizovať v rozličných častiach veporid (litologická, petrografická, geochemická príbuznosť hornín), zatiaľ bez ohľadu na ich stratigrafické postavenie. Až v neskorších štádiách výskumu, keď poznatky o stratigrafii týchto hornín (na základe rozličných geochronologických, palinologických výskumov, úložných pomerov a iných výsledkov bádania) budú dostačujúce, bude účelné vytvoriť genetické celky, stratigrafické série, a pri magmatických horninách jednotlivé časovo oddelené magmatické fázy a produkty ich účinku na superkrustálne horniny.

K otázkam geologickej stavby a metamorfózy veporid

Na geologickej stavbe veporid sa zúčastňovali tri geologicko-tektonické cykly.

Za najstarší možno pokladať predkambrický cyklus. Zahŕňa monotónnu sedimentáciu hornín flyšoidného charakteru so sprievodom bázičských efúzií iniciálneho vulkanizmu. V dnešnom postmetamorfnom štádiu v ňom možno odlíšiť dva litologicko-stratigrafické komplexy, a to komplex pôvodne katazónálne metamorfovaných biotitických pararúl a kremitých rúl s amfibolitmi (i s miestnymi polohami lyditov) a komplex mezozónálne metamorfovaných muskoviticko-granatických svorov, tiež s polohami amfibolitov, miestne aj ultrabázičských hornín. Najpriateľnejší náhľad na progresívnu metamorfózu týchto hornín vyjadril V. Zoubek — M. Máška (1960, 1961), a to, že ide o asyntské fázy vrásnenia, ktoré spôsobili metamorfózu. Pritom títo autori uvažujú o staroproterozoickej a mladoproterozoickej metamorfnej etape.

Magmatickým sprievodom najstaršieho geologicko-tektonického cyklu sú pravdepodobne menšie intrúzie granitoidov aplitoidného charakteru, ktoré intenzívne prenikajú do okolného plášťa, kde spôsobujú migmatitizáciu pararúl.

Výsledným produktom týchto procesov sú hybridné horniny, ktoré sa v kar-patskej literatúre často označujú ako ortoruly, príp. žuloruly.

V našich prácach (M. Ivanov 1962) sme im pripisovali kaledónsky, resp. proterozoický vek (typická lokalita vo veporidách je severovýchodne od Muraňa).

Druhým je paleozoický cyklus. Patrí do litologicky najrozmanitejšieho komplexu veporid. Podľa našich súčasných poznatkov možno konštatovať, že zahŕňa tri sedimentárno-magmatické (vulkanické) etapy: a) sedimentárno-vulkanickú staropaleozoickú, b) sedimentárno-magmatickú karbónsku, c) sedimentárno-vulkanickú permskú.

Je pravdepodobné, že tu nie sú zastúpené všetky stupne paleozoika v takom rozsahu ako v susedných gemeridách. Ani sedimentárne fácie nedosahujú takú mocnosť. V dnešnom postmetamorfnom štádiu sú horniny vo väčšine prípadov epizonálne, lokálne až mezozónálne metamorfované.

Paleozoické sedimenty vo veporidách možno predpokladať najmä v tých častiach veporíd, ktoré boli za alpínskych orogénnych fáz alebo ponorené, a to, ako ešte uvedieme, v dôsledku zlomovej tektoniky alebo preto, že sa cez ne presunuli mladšie, hlavne mezozoické a permské komplexy. To ich mohlo uchrániť od denudácie. Za takéto oblasti vo veporidách pokladáme oblasť Ľubietovského a krakľovského pásma a v kráľovohoľskom a kohútskom pásme územie vyskytujúce sa v podloží mezozoika Muránskeho krasu a mezozoika v oblasti na Z od Tisovca. Uchovanie pôvodných staropaleozoických (i karbónskych) sedimentov veporíd možno predpokladať aj v styčnej zóne gemeríd a veporíd (najmä v severnej časti) na Z a SZ od Dobšinej. Ako ukazujú najnovšie palinologické badania, sedimentárne komplexy sú vo veporidách zastúpené v oveľa väčšej miere, ako sa predpokladalo.

Súčasný stav výskumu ešte nedovoľuje stanoviť ich presný vrstvomý a stratigrafický sled, ale je isté, že veľká časť diaforitov zahŕňa práve paleozoikum v epizonálnom až mezozonálnom metamorfnom vývine.

Sedimenty staršieho paleozoika majú pribuzný litologický charakter ako horniny gelnickej série gemeríd.

Pôvodne išlo o fľovité, fľovito-piesčité horniny metamorfne premenené na sericitické, sericiticko-kvarcitické, menej sericiticko-chloritické horniny, niekedy aj drobového charakteru. Na generálnych mapách sa často zahŕňajú do komplexu epikvarcitov (severne od Švermova, juhovýchodne od kóty 1349,1). Vyskytujú sa tu pod tmavými karbónskymi bridlicami a ležia diskordantne priamo na imbibovaných pararulách Kráľovej hole. Pravdepodobne tu ide o paraautochtón.

Počas staropaleozoickej etapy sa uplatnili aj viaceré prejavy vulkanickej činnosti. Išlo napr. o efúzie kremenitých porfýrov, zastúpené hlavne pyroklastickými členmi, menej často výlevnými formami. V dôsledku epizonálnej metamorfózy sa horniny premenili na porfýroidy (klastoporfýroidy). Menej časté sú prejavy bazického (diabázového) charakteru (severne od Švermova možno pozorovať len niekoľko 10 m pólôh týchto bazísk).

Horniny staršieho paleozoika opísal aj A. Klíneč — E. Pľanderová — O. Miko (1975) v hrnskom komplexe v oblasti Bacúšskej doliny.

Do karbónskej sedimentárno-magmatickej etapy veporíd, zastúpenej tmavými až grafitickými fylitmi a vo východnej časti veporíd v styčnej zóne s gemeridami chloritickými fylitmi až piesčitými sericitickými a chloritickými fylitmi, stratigraficky patria aj prejavy bazického vulkanizmu — kremenité diabázy a diabázové tufity ako ich extruzívne formy.

Rozhranie stredného a vrchného karbónu je vo veporidách význačné tým, že do tohto obdobia spadajú mohutné intrúzie granitoidov, ktoré možno pozorovať najmä v kohútskom a kráľovohoľskom pásme.

Aj keď ich časovo možno pokladať za ekvivalent granitoidného plutonizmu odohrávajúceho sa v jadrových pohoriach, podľa látkového a minerálneho zloženia a diferenciálnych procesov vo veporidách majú odlišný charakter. Ide dominantne o biotitické granodiority paralelnej textúry. Často sú v nich uzatvoreniny plášťa — biotitických pararúl. V granitoidoch kráľovohoľského pásma D. Kubíný (1958) lokálne opísal aj bazickejšie diferenciáty magmy, diority. Medzi biotitickými granodioritmi možno rozlíšiť dve základné variety, a to bez porfýrických výrastlíc draselných živcov (typ Sihla) a s porfýrickými výrastlícami K-živcov (typ Hrončok).

Na rozdiel od hercýnskych granitoidov jadrových pohorí, kde diferenciačné procesy magmy boli dokonalejšie a spôsobili vznik až troch časovo oddelených granitoidných fáz (najstaršie usmernené oligoklasovo-biotitické granodiority — dumbiersky typ, relatívne mladšie všesmerne zrnité biotitické granity prašivského, magurského typu a napokon v niektorých pohoriach biele aplitoidné granity). Vo veporidách granitoidná magma oddiferencovala zo základného tzv. veporského typu biotitických granitoidov poväčšinou len pneumatolytisko-aplitoidnú zložku, ktorá však spôsobila širokú migmatitizáciu rozličného stupňa superkrustálnych (starších) sérií. Veľmi typickým prejavom veporidného plutonizmu je vznik širokých aureol (vzdialených od materskej intrúzie až niekoľko km) okatých rúl s imbibovanými živcami. Niekedy je prínos neosómu do parahornín taký extrémny, že lokálne vznikajú až leukokratné metasomatické granity (zatlačením do pozadia pôvodného minerálneho zloženia biotitických pararúl, napr. severozápadne od Kohúta).

Pretože je veľmi pravdepodobné, že regionálna hercýnska metamorfóza a intrúzie granitoidnej magmy patria do toho istého časového obdobia, resp. metamorfóza intrúzie granitoidov predchádzala len o niečo, ešte viac vyniká už spomenutá možnosť, že látkový prínos a emanácia z magmy spolu s metamorfnými podmienkami spôsobili aj čiastočnú rekryštalizáciu (popr. diaforézu) starších hornín.

Aj keď väčšina autorov pripisuje rekryštalizáciu starších hornín, príp. ich diaforézu len alpínskym horotvorným procesom, zastávame náhľad, že rekryštalizačné procesy späté s hercýnskou orogenetickou etapou vo veporidách nemožno vylúčiť, a to najmä preto, že v susedných gemeridách (M. I v a n o v 1965) hercýnska metamorfóza, najmä však astúrska fáza vrásnenia spôsobili regionálnu a výslednú epimetamorfózu staropaleozoických a strednokarbónskych hornín (medzi strednokarbónskymi horninami a permom je markantný metamorfný skok).

O existencii hercýnskej metamorfózy (diaforézy) vo veporidách svedčia aj nálezy valúnov diaforitov v Ľubietovskom perme (v konglomerátoch ich opísal J. Kamenický 1961 in B. Cambel — J. Kamenický — E. Krist 1961).

Perm vo veporidách vystupuje jednak vo facií nemetamorfovaných, resp. slabo metamorfovaných hornín, jednak vo facií epizonálne metamorfovaných hornín, ktoré štruktúrne zapadajú do komplexu neoidne zbridlíčenatých starších stratigrafických útvarov.

Prí prvom type permu je pozoruhodné, že vystupuje v podloží mezozoických sérií, ktoré nie sú autochtónne, ale boli presunuté do oblasti veporid z južnejších (pravdepodobne) gemeridných oblastí. Sú to červenohnedé piesčité, inde ílovité horniny so sporadickými polohami zlepenecov. V oblasti medzi Švermovom a Pustým Poľom v nich vystupuje pomerne veľké teleso autometamorfovaných kremenitých porfýrov. Vcelku perm tohto typu nedosahuje vo veporidách, okrem okolia Pustého Poľa, veľkú mocnosť. Ide viac-menej o fragmenty permu, ktoré boli do oblasti veporid spolu s mezozoickými horninami presunuté počas alpínskych tektonických procesov (oblasť Muránskej plošiny, mezozoikum pri Tisovci a i.).

Druhý typ permu, ktorý opísal V. Zoubek (1930), J. Lozert (1962) a J. Kamenický (1977) z Ľubietovského pásma, má o niečo iný faciálny vývin a odlišuje sa stupňom metamorfózy. Podľa týchto autorov sa perm

skladá z bazálneho súvrstvia svetlých drôb a fylitov sprevádzaných výlevmi kremenitých porfýrov (popr. pyroklastikami) a nadložného súvrstvia pestrofarebných bridlíc (fylitov), pieskovcov, drôb a konglomerátov. Ide o komplex hornín epizonálne metamorfovaný. V severných oblastiach veporíd v podloží mezozoika Veľkého boka A. Biely (1962) a J. Zelman (1963) uvádzajú horniny podobného vývinu a stupňa metamorfózy (epiarkózy, sericitické fylity v sprievode s efúziami kremenitých porfýrov a ich pyroklastikami) a pokladajú ich za autochtónny, príp. paraautochtónny perm krakľovského pásma.

V poslednom čase A. Klinec — J. Vozár (1971) vyčlenili z tzv. hronského komplexu osobitný komplex epizonálne, lokálne i mezozonálne metamorfovaných hornín (vystupujúci v úseku Heľpa—Polomka) a zaraďujú ho do permu. Podľa nich ide o horninový komplex litologicky sa odlišujúci od Ľubietovského permu. Tvoria ho horniny svorovitého charakteru, metodroby sprevádzané extrúziami kremenitých porfýrov (porfyroidov) a ich tufov, ako aj horninami bázeickejšieho charakteru, porfyrity až diabázmi.

Pokiaľ by ozač išlo o permské súvrstvie, bol by to dôkaz, že veporidy mali svoju vlastnú (autochtónnu) sedimentáciu aj v centrálnych oblastiach Vepra.

Tretím geologicko-tektonickým cyklom vo veporidách je mezozoický cyklus zavŕšený magmatickou činnosťou.

Vo veporidách sú zastúpené jednak mezozoické série postihnuté epizonálnou metamorfózou a jednak mezozoické série, ktoré neprejavujú známky rekryštalizácie hornín (muránske mezozoikum s podložným nemetamorfovaným permom, mezozoikum v oblasti Tisovca a juhovýchodne od Pohronskej Polhory).

O veku a postavení metamorfovaného mezozoika vo veporidách sa vyslovilo viacero náhľadov. Jedna skupina autorov pokladala epimetamorfované horniny s karbonátovým vývinom, známe v literatúre ako séria Foederata, príp. struženická séria, za karbón (Z. Pouba 1951, V. Zoubek 1961), druhá ich považovala (R. Schönnenberg 1950, J. Kamenický 1951, D. Andrusov 1959, A. Biely 1961, 1962 a D. Kubíny 1958) za obalové mezozoikum. Osobne sme sa v rokoch 1961—1963 prikláňali (v nepublikovaných správach) k prvému názoru. Palinologické bádanie E. Planderovej (in A. Biely — E. Planderová 1975) z oblasti Struženika, ktorá tu našla stredotriasové spóry, preukázali mezozoický vek tejto série. Pri posudzovaní stratigrafickej príslušnosti podobných vývinov vo veporidách, známych na viacerých miestach v podloží metamorfovaného mezozoika, môže pomôcť aj to, že sa vznik syngenetických dolomitov v centrálnych Západných Karpatoch viaže výlučne na obdobie stredného triasu — vrchného triasu. Táto Mg-anomália (M. Ivanov 1975) má v celých centrálnych Západných Karpatoch regionálny charakter.

Metamorfované mezozoikum v centrálnych častiach veporíd poväčšine zastupujú triasové sedimenty a podľa niektorých autorov vo východnej časti veporíd pri Dobšinej aj jurské sedimenty (údajné nálezy článkov krinoidov a zvyškov goniatita, M. Mášková 1959).

Do metamorfovaného mezozoika veporíd treba zaradiť aj tzv. sériu Veľkého boka. O nej sa v literatúre o Karpatoch od čias R. Kettnera (1938) písalo často a o jej príslušnosti je rad náhľadov. Najpriateľnejší sa zdá náhľad D. Kubínyho (1958), A. Bieleho (1962) a J. Zelmána (1963), podľa ktorých ide o metamorfované obalové mezozoikum krakľovského kryštalinika.

Spomedzi metamorfovaných mezozoických ostrovov vo veporidách má séria Veľkého boka najúplnejší stratigrafický sled hornín. Sú v nej zastúpené sedimentárne fácie od spodného triasu po neokóm. Pritom sú epizonálne metamorfované.

Veľmi dobré profily metamorfovaného mezozoika vo veporidách možno pozorovať v oblasti Struženíka a Heľpy (opisujú ich práce A. Bielenho 1961, 1975).

Pokiaľ ide o nemetamorfované mezozoikum vo veporidách (oblasť Muránskej plošiny, mezozoikum pri Tisovci, juhovýchodne od Pohronskej Polhory a východná časť veporid pri Dobšinej), možno súhlasiť s názorom J. Bystrického (1959), že je to mezozoikum presunuté (v podobe príkrovu) z južných oblastí (gemeríd).

Celkove sú vo veporidách horninové komplexy, ktoré počas alpínskych orogenetických procesov ostali „in situ“, metamorfované, naproti tomu mezozoické horninové komplexy odtrhnuté od svojho substrátu a presunuté do oblasti veporid rekryštalizačné zmeny neprekonali.

Z toho možno dedukovať, že alpínska rekryštalizácia hornín (diaforeza) v tejto oblasti prebiehala pred tektonickými procesmi. Vďaka presunutým mezozoickým komplexom hornín sa v ich podloží zachovali aj pôvodné paleozoické a mezozoické horniny veporid.

Tektonicko-metamorfné procesy späté s kriedovými orogenetickými procesmi vtisli veporidám práve taký špecifický ráz, aký zaznamenávame v centrálnych Západných Karpatoch.

Na správne pochopenie účinkov kriedových tektonicko-rekryštalizačných procesov vo veporidnej oblasti treba vychádzať zo širšieho hľadiska, a to z megaštruktúr okolných geologických oblastí, najmä na severe Nízkych Tatier a na východe gemeríd. Ale štruktúrna stavba južných oblastí veporid pre prikrytosť mladšími útvarmi ostáva neobjasnená.

Základné geologickoštruktúrne postavenie nízkotatranského jadra počas alpínskeho orogénu podal V. Zoubek — M. Máška (1960, 1961). Podľa ich názoru sa v jadre Nízkych Tatier počas kriedových orogenetických procesov len zvýraznila antiklinálna masívna klenba, ktorá dobre vzdorovala tangenciálnym tlakom z J a z JV. Vytvorila sa tu teda akási bariéra.

Východná a stredná oblasť gemeríd odolávala alpínskym tektonickým a orogenetickým silám pomerne dobre. Ich následkom bolo iba antiklinálne vyzdvihnutie centrálnej časti tzv. pásma Volovca a vytvorenie synklinálnych pásiem na S a J gemeríd (M. Mahel 1954, O. Fusán 1957, 1963). Horninové komplexy paleozoika a mezozoika sú teda viac-menej autochtónne. Ich megaštruktúry majú smer zhruba V—Z.

Ako vychodí z geologických prác L. Snopku (1957), v západných gemerídach nastala počas alpínskych horotvorných procesov výrazná štruktúrna zmena. Približne v oblasti na Z od rieky Slaná sa generálny tektonický smer horninotvorných komplexov zmenil na JZ—SV. Vo východnej časti západného krídla gemeríd horninové komplexy poklesli, v západnej časti naopak nastalo vyzdvihnutie a tektonické nasunutie hornín do oblasti veporid. Zastávame náhľad, že nasunutie gemeríd na veporidy neprebehlo pozdĺž tzv. lubeníckej línie, ako to predpokladá V. Zoubek — M. Máška (1960—1961), ale že sa v tejto oblasti uskutočnil regionálny masový presun hornín. Jeho hrazúcné horniny

možno dnes pozorovať v širokom nepravidelnom fronte pozdĺž celého styčného pásma gemeríd a veporíd (M. I v a n o v 1962). Pritom horniny majú deformácie s prevládajúcim smerom JZ—SV. Tento tektonický smer sa prenáša aj ďalej na rekryštalizačné procesy hornín (a mylonitové pásma) vo veporidách.

Možno povedať, že sa štruktúrny ráz veporíd začína v západnej časti gemeríd. Počas alpínskych horotvorných procesov vo veporidách pôsobili tangenciálne tlaky jednak z J, jednak z JV. Pretože oblasť Nízkych Tatier pôsobila ako bariéra, vytvoril sa vo veporidách doslova „tlakový kotol“ (zúženie priestoru), ktorý spôsobil kinematózu a dynamometamorfózu hornín takého rozsahu, akú v ostatných častiach Západných Karpát nepoznáme. Nastala tu katakláza hornín a ich rekryštalizácia. Predtým regionálne metamorfované (katamezozonálne) horniny prekonal diaforitické zmeny, vznikli nové asociácie minerálov charakteristické pre epizónu (chloritizácia biotitov, sericitizácia živcov za vzniku epidotu, príp. klinozoisitu, novotvorený albit, sagenit, turmalín), resp. za zvýšených *pt* podmienok a účinkom stresu vznikli minerálne asociácie charakteristické až pre mezozónu (novotvorený muskovit, novotvorený biotit, mikroklin, adulár, granát, titanit, ilmenit a ďalšie).

Tieto zmeny minerálneho zloženia možno pozorovať ako na vyvretých, tak na sedimentárnych horninách.

Intenzita procesu rekryštalizácie, ktorá mala dynamometamorfny charakter, nebola vo všetkých oblastiach veporíd rovnaká. Niekde stupeň metamorfózy dosiahol len epizonálny charakter, inde možno pozorovať oblasti, v ktorých intenzita alpínskej dynamometamorfózy dosahuje až mezozonálny ráz (styčná zóna gemeríd a veporíd, napr. komplex biotiticko-chloritických fylitov Hladomornej doliny; arkózovité súvrstvie s metadrobami a metadiabázmi v tejto styčnej zóne). Mezozonálny ráz metamorfózy je častejší aj pri horninách krakovského a ľubietovského pásma. čo, ako ešte rozvedieme, pravdepodobne súvisí s tým, že horniny v blízkosti nízkotatranského masívneho kryštalického jadra boli dynamometamorfne postihnuté viac ako horniny v kráľovohorskom a kohútskom pásme. Aj stres, ako jeden z hlavných faktorov dynamometamorfózy, sa uplatnil najmä vo vrchnejších partiách zemskej kôry.

Treba zdôrazniť, že na rozdiel od starších orogeneticko-metamorfnych fáz späťých s regionálnymi (vyrovnanými) rekryštalizačnými procesmi mala alpínska metamorfóza vo veporidách charakter dynamometamorfózy a jej intenzita závisela od lokálnych (tlakových) podmienok.

Biotitické granodiority v kráľovohorskom pásme v oblasti Zbojská petrograficky skúmal S. V r á n a (1966). Odlíšiť v nich niekoľko štádií rekryštalizačnej metamorfózy s novotvorenou asociáciou minerálov, počínajúc od takmer nepozmenených facií až po blastomylonity. Práca je významným petrografickým prínosom k objasneniu alpínskych rekryštalizačných procesov vo veporidách. Výhrady však máme k Vránovmu chápaniu okatých níl (s mikroklinovo-ortoklasovými albitickými výrastlicami), ktoré sa vo veporidách nachádzajú na rozsiahlych areáloch. S. V r á n a (l. c.) ich pokladá za produkt alpínskej alchemickej rekryštalizácie. Sme toho názoru, že tieto typy hornín sú produktom difúzo-metasomatických procesov (s prínosom neosómu), ktoré sa odohrali v plášti hercýnskych granitoidov (v parahorninách) a sú späť s hercýnskymi granitizačnými procesmi, nie s alpínskou rekryštalizáciou hornín.

Tretím alpínskym procesom mladším ako rekryštalizačné a presunové pro-

cesy vo veporidách je zlomová tektonika. Počas nej sa vytvorili tektonické línie, zlomy (lubenícka, muránska, pohorelská a čertovická).

Aj keď A. Klinec (1966) správne postrehol, že ide o najmladšie alpské tektonické procesy, ich význam pri stavbe veporidného kryštalinika podcenil. Počas tejto alpskej tektonickej fázy totiž vo veporidách nastali veľké vertikálne pohyby zemskej kôry a tie mali za následok práve štruktúrne rozdelenie veporid na kohútske, kráľovoľské, krakovské a ľubietovské pásmo, ktoré opisuje V. Zoubek (1930—1932). Tieto hlboké tektonické štruktúry vtisli veporidám (po dedudácii) taký ráz, že vedľa seba vystupujú rozličné litologické a stratigrafické horizonty. Kráľovoľské pásmo zahŕňa najhlbšie obnažené komplex hornín vo veporidách, kohútske pásmo stredné časti veporidného substrátu a krakovské a ľubietovské pásmo najvrchnejšie horizonty veporidného kryštalinika (práve preto, ako sme už uviedli, oblasťami, v ktorých možno očakávať paleozoické sedimenty vo veporidách, sú krakovské a ľubietovské pásmo).

Podľa nášho náhľadu staré rozdelenie veporid V. Zoubka (1930) na spomenuté štyri pásma je opodstatnené, a preto netreba zavádzať nové, umelé systémy.

S opisovanou hlbinnou alpskou zlomovou tektonikou vo veporidách pravdepodobne časovo súvisia aj menšie intrúzie alpských granitoidov, ktoré sme zistili (M. Ivanov 1962) v kohútskom pásme na styku veporid a presunutého gemeridného paleozoika. Sú to alpské intrúzívne telesá všesmerne zrnitých biotitických granitov, ktoré sa petrograficky a štruktúrne od granitoidov veporid odlišujú. Ich charakteristickou črtou je, že v oblasti Kopráša, Mokrej Lúky, Hladomornej doliny a Rochoviec prerážajú už alebo alpský rekryštalizovanými biotitickými granodioritmi, alebo prerážajú cez biotitiko-chloritické fylity (presunuté paleozoikum gemeríd), ktoré slabo kontaktne a injekčne metamorfujú. Ide o granity malých hĺbok a možno ich považovať za nositeľa polymetalického zrudnenia v tejto časti veporid.

Doručené 23. 5. 1979

Odporučil J. Kamenický

LITERATÚRA

- Biely, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“ vo veporidách. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 21, s. 109—126.
- Biely, A. 1962: Niekoľko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tríbeča. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 02, s. 205—217.
- Biely, A. — Planderová, E. 1975: O triasovom veku vápencov obalovej série veporid (oblasť Stružníka). Geol. práce, Spr. (Bratislava), 63, s. 91—93.
- Bystrický, J. 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 56, s. 5—55.
- Fusán, O. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000 — list Vysoké Tatry. Bratislava.
- Ivanov, M. 1962: K pôvodu kryštalických bridlíc a granitoidov v severovýchodnej časti veporid. Věst. Ústf. úst. geol. 37, 6, s. 419—427.
- Ivanov, M. 1965: Litológia, petrografia a metamorfizmus paleozoických sérií Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. vied, rad ZK, 3, s. 43—92.
- Ivanov, M. 1975: Príspevok ku geochemii hornín mezozoika križanskej a chočskej série Strážovskej hornatiny, Západné Karpaty, sér. miner., geochem., petrogr. ložiská, 2, s. 189—230.

- Kamenický, J. 1951: Hadeč od Dankovej. Geol. práce, Spr. (Bratislava).
- Kamenický, J. 1962: K existencii porfyroidov v tatroveporidnom kryštaliniku Západných Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 24, s. 123—134.
- Kettner, R. 1938: Geologická stavba severních svahů Králové hole v okolí Lip-tovské Tepličky. Rozpr. Čes. akad. věd, tř. 2, 47, 7.
- Klinec, A. 1962: Vztah kohútského kryštalinika ku gemeridám. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 62, s. 91—96.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zbor. geol. vied, rad ZK, 6, s. 7—23.
- Klinec, A. — Vozár, J. 1971: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika, chočskej jednotky a tzv. heľpianskeho mezozoika. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 56, s. 221—226.
- Klinec, A. 1973: Je vo veporskom kryštaliniku zastúpené paleozoikum? Geol. práce, Spr. (Bratislava), 60, s. 121—126.
- Klinec, A. — Planderová, E. — Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hrónského komplexu veporid. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 63, s. 95—104.
- Kubíny, D. 1954: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subatranských príkrovov na juh od Brezna. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 1.
- Kubíny, D. 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporid južne od Hrona. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 12, s. 64—86.
- Kubíny, D. 1959: Správa o geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 16, s. 177—183.
- Lozert, J. 1962: Geologická stavba a rudné ložiská západnej časti Iubietovského pásma a príslušného subatrika. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 62, s. 97—108.
- Maheľ, M. 1954: Niektoré problémy severogemeridnej geosynklinály. Geol. zbor. Slov. akad. vied, s. 221—255.
- Pouba, Z. 1951: Geologie střední části Muránské plošiny. Praha. Sbor. Ústř. úst. geol. (k šedesatinám prof. dr. R. Kettnera), 18, s. 273—300.
- Snopko, L. 1957: Predbežná správa o tektonike a metamorfizme kryštalinika spišského príkrovu v povodí rieky Slanej. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 11, s. 48—76.
- Vrána, P. 1966: Alpínska metamorfóza granitoidů a Foederata série v střední části veporid. Zbor. geol. vied, rad ZK, 6, s. 29—84.
- Zelman, J. 1963: Relation between the competency and incompetency of the rock of the epimetamorphosed mesozoic series of the Liptovská Teplička, district and fold structures. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 23, s. 79—83.
- Zoubek, V. 1928: Geologická studie z pohoří Veporu na Slovensku. Věst. Stát. geol. úst., 4, s. 152—163.
- Zoubek, V. 1930: Geologická studie z kořenové oblasti subatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. Věst. Stát. geol. úst., 6, s. 190—214.
- Zoubek, V. 1932: Předběžná zpráva o mapování na listu Velká Revúca. Věst. Stát. geol. úst., 8, s. 136—145.
- Zoubek, V. 1936: Poznámky o kryštaliniku Západních Karpat. Věst. Stát. geol. úst., 12, s. 207—239.
- Zoubek, V. — Máška, M. 1961: Tectonic development of Czechoslovakia. Praha, ČSAV.

To the problems of the Veporides

MIROSLAV IVANOV

In the first part of the paper, the author shortly analyzes existing data on the geological structure of the Veporides and gives critical comments to results of some authors. In the second part, a synthetic review of the geological edifice and on the development of Veporides is given from Precambrian to Cretaceous time based on results of several authors in this most complicated area of the central Western Carpathians.

Three geological-tectonic evolutionary cycles contributed to the recent struc-

ture of the Veporides. These are the Precambrian, the Paleozoic and the Mesozoic cycle.

The Precambrian cycle includes a monotonous sedimentation of flyschoid nature accompanied by amphibolites (at places including ultrabasic rocks). Intrusions of aplite granite (granite-gneiss) represent the local magmatic suite. The prograde metamorphism of these rocks is of Assyntian age attaining intensity of kata- to mesozone.

The Paleozoic cycle includes a sedimentary-volcanogenous Early Paleozoic stage, a sedimentary-magmatic Carboniferous stage and the sedimentary-volcanic Permian stage of development.

Caused mainly by Alpine tectonic processes or by different erosion level, we meet recently different degrees of these stages in the Veporides. The extent of sediments having Early Paleozoic age is considerably larger as previously supposed. Contrary to the Early Paleozoic and Permian stages accompanied by both acid and basic volcanic masses, a huge and multi-stadial granitoid intrusive activity occurred during the Carboniferous stage migmatitizing the older mantle. The generation of ophiolitic (augen) gneiss varieties, so wide-spread within the Veporides, is mainly related to these intrusions.

Judging from effects on Precambrian and Carboniferous sediments, the Variscan metamorphism in the Veporides was of both prograde and retrograde nature. Its intensity, similarly to the neighbour Gemeride terranes, was of regional importance and achieved epizonal degree also in the Veporides.

The Mesozoic cycle comprises sedimentation but also tectonometamorphic processes causing the present-day specific character of the Veporides. The whole territory was divided into single belts by transversal deep-reaching tectonic lines. The Alpine metamorphism has a definite selective appearance: it may have been of prograde nature (epi- to mesozonal) or causing diaphroitic directions on pre-existing rock assemblages. A frequent mylonitization is related to this metamorphic overprint also. Biotite granite intrusions form a magmatic suite representing the peak of the Alpine cycle. These intrusions occur mainly along the boundary of the Veporides and Gemerides.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

František Pícha: Staré podmořské kaňony kontinentálních okrajů Tethydy na Moravě

Paleogenní příkopy nesvačilský a vranovický na jižní Moravě, pohřbené pod předhlubní a flyšovým pásmem Karpat, jsou interpretovány jako fosilní podmořské kaňony. Dokládají to především seizmická měření, která znázorňují morfologii těchto jevů, dále litologický charakter výplně, v níž se vyskytují turbidity, fluxoturbidity, valounová bahna, skluzová tělesa a jiné typy sedimentů známe z moderních kaňonů, a konečně foraminiferová společenstva, obsahující jak autochtonní druhy, tak i četné redepozice z přilehlého šelfu a estuárií a v menší míře redeponované fauny ze starších útvarů. Stratigraficky se výplň řadí do svrchního eocénu a hlavně do spodního oligocénu. Tektonicky predisponované kaňony — sz.—jv. směru — jsou zahloubeny v paleozoických a mezozoických sériích tethydních okrajů platformy. Během svého vývoje fungovaly jako významné transportní cesty materiálu do tethydního prostoru.

AKTUALITY

Kassiteritovo-scheelitovo-volframitová asociácia v Dlhej doline v Spišsko-gemerskom rudohorí

PAVOL MALACHOVSKÝ

A cassiterite-scheelite-wolframite association from Dlhá dolina valley, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia

New finding of scheelite and wolframite completed the so far known cassiterite occurrence in Dlhá dolina valley to a complex tin — tungsten mineral association, related to stadal development in country rocks of both granite and greisen composition.

V Spišsko-gemerskom rudohorí sa na známych Sn-výskytoch a na ložisku Hnilec doteraz konštatovala iba kassiteritová mineralizácia, a to tak v greisenoach, ako aj v žilnom type. Sprievodnými minerálmi kassiteritu sú: turmalín, apatit, topás, sludy, fluorit, arzenopyrit, pyrotín, rýdzi bizmut, stanín, sfalerit, chalkopyrit, molybdenit, volframit a scheelit (E. Drnčík et al. 1973).

Svojrázna asociácia minerálov je na polymetalickom ložisku Alžbeta v Bystrom potoku (v asociácii minerálov stratiformného zrudnenia — pyritu, sfaleritu, galenitu, pyrotínu, arzenopyritu a chalkopyritu — sú typické vysokotermálne minerály — kassiterit, cinvaldit, apatit, muskovit; O. Fusán — J. Kantor 1953), ktorého zaradenie do niektorej z rudných formácií je problematické.

Na lokalite Dlhá dolina sme okrem kassiteritu, ktorý vystupuje v kremeňovo-sericitickej mase v greisenoach a kremeňových žilách, našli aj scheelit a volframit. Nález týchto volfrámových minerálov v asociácii s kassiteritom rozšíril nielen škálu minerálov vysokotermálnej formácie, ale aj zvýšil ekonomickú hodnotu ložísk.

Scheelit a volframit v asociácii s kassiteritom sme zistili v mladších kremeňových žilách, presekávajúcich a miestami tmeliacich tektonicky porušenú kremeňovo-sericitickú horninu a masívny kremeňovo-kassiteritový greisen. V žilách sme okrem toho zistili sericit, Fe-dolomit, Bi-jamesonit, pyrit, Bi-boulangerit (?), chalkopyrit, tetraedrit a arzenopyrit.

Kassiterit vytvára zrná veľké niekoľko mm až 1 cm. Je tmavohnedý až hnedočierny, silne kataklázovaný a vyhojený kremeňom. Obsahuje inklúzie minerálov Nb a Ta (bližšie neidentifikované). Podľa výsledkov merania na elektrónovej mikroskope v kassiterite prevláda Ta nad Nb. Spektrálne analýzy zistili zvýšený obsah Ti a Fe, a to do 1 %, W, Nb, In, Sc, Mn do 0,1 %.

Volframit vytvára ojedinelé zrná a zhluky veľké v priemere do 2 cm. Je čierny, má silný kovový lesk a veľmi dobrú štiepatelnosť. Miestami je tesne priestorovo spätý so scheelitom, ktorý ho zatláča. Je mladší ako kassiterit. Identifikovala ho rtg a spektrálna analýza. Podľa spektrálnej analýzy ide o ferberit (obsah Mn je do 0,1 %).

Scheelit vystupuje často v okolí volframitu. Vytvára ojedinelé zrnká a šmuhy, ale aj veľké zhluky (až 5×3 cm). Je svetlohnedý a perleťového lesku. Zatláča a obaľuje volframit. Identifikovali sme ho pomocou UV-svetla a potvrdila ho rtg a spektrálna

analýza. Spektrálnou analýzou sa zistil zvýšený obsah fosforu, vyvolaný inklúziami apatitu.

Podľa doterajšieho veľmi nekompletného mineralogického spracovania gemeridných granitov sa predpokladalo, že jednotlivé telesá sú z hľadiska vysokotermálnej mineralizácie metalogeneticky špecializované ako cínonosné a volfrámonosné. Kassiteritovo-volframitovo-scheelitová asociácia sa zistila na podrobnejšie skúmaných lokalitách, čo signalizuje, že Sn a W zrudnenie v gemeridných granitoch môže vystupovať spoločne. Kassiteritovo-(scheelitovo-)volframitová asociácia je relatívne mladšia ako greisenová-kremeňovo-kassiteritová asociácia. Tento stav môže odrážať vývojové štádiá granitovej intrúzie, resp. poukazovať na viacfázovosť intrúzie gemeridných granitov.

*Geologický prieskum
geologická oblasť
Košice*

Nález scheelitového zrudnenia vo Vajskovej doline (Nízke Tatry)

MIROSLAV PULEC

Occurrence of scheelite mineralization in the Vajsková dolina valley, Nízke Tatry Mts. (Middle Slovakia)

A detailed panning prospection during 1978 revealed the continuation of known scheelite mineralization occurrences from the area of Jasenie-Kyslá on southern slopes of the Nízke Tatry Mts. as far as the Vajsková dolina valley on the northern side of the mountain range. The mineralization occurs along a tectonic belt. Analyzed samples revealed 0.05 to 4.95 ‰ of tungsten by an average of 2.04 ‰ in the primary rocks. Results point to economic importance of mineralization.

Pri vymedzovaní perspektívnej oblasti na volfrámové zrudnenie na južných svahoch v západnej časti Nízkych Tatier (M. Pulec 1978) sme poukázali na to, že tektonická línia prebiehajúca od Sopotnickej doliny až do oblasti južne od Vrbického plesa je významná tým, že sa okolo nej vyskytuje scheelitové zrudnenie. Tento predpoklad sme overovali šlichovacími prácami a úlomkovou prospekciou na liste Vrbické pleso (mierka 1 : 25 900) so zameraním na záver Vajskovej doliny. Výsledky šlichovacích prác v tejto oblasti ukázali na mnohých miestach atomálny obsah scheelitu (zrná aj nad 3 mm), ktoré svedčili o blízkosti primáru. Úlomkovou prospekciou zameranou na scheelit sme zistili početné úlomky hornín so scheelitovým zrudnením v sutine a náplavoch v potokoch, ako aj primárny východ. Obsah volfrámu v desiatich analyzovaných vzorkách bol od 0,05 do 4,95 ‰ a priemerný obsah volfrámu analyzovaných vzoriek 2,04 ‰.

Volfrámové zrudnenie vo Vajskovej doline doteraz nie je overené v celom rozsahu. Nachádza sa v obdobných priaznivých štruktúrach ako v oblasti Jasenie—Kyslá, v ktorej sa už zistili polohy s volfrámovým zrudnením, a to mocnosťou aj obsahom volfrámu ekonomicky významné. Preto je predpoklad zistiť volfrámové zrudnenie ekonomického významu aj vo Vajskovej doline. Tejto úlohe budeme venovať pozornosť v blízkej budúcnosti.

Doručené 28. 5. 1979

*Geologický ústav D. Štúra
Bratislava*

KRONIKA

Z činnosti profesora mineralógie Antona Rupprechta

Na Katedre chémie, mineralógie a metalurgie Banskej akadémie v Banskej Štiavnici sa od jej založenia roku 1763 vymenili vo funkciách profesorov viacerí vynikajúci odborníci, ako bol Mikuláš Jozef Jacquin (1763—1769), Giovanni Antonio Scopoli (1769—1779), Anton Rupprecht (1779—1792), Michal Patzier (1792—1811), Michal Höring (1811—1820), Alojz Wehrle (1820—1835) a Jozef Bachmann (1836—1840).

Jedným z nich bol aj Anton Rupprecht (1748—1814), rodák zo Smolníckej Huty, ktorý svojimi prácami a výskumami v odbore mineralógie, chémie a úpravníctva preslávil našu krajinu na celom svete. Vychoval mnohých vedcov svetového významu a aj škola, na ktorej pôsobil, si jeho zásluhou získala zvučné meno v cudzine.¹

Pozoruhodné úspechy dosiahol A. Rupprecht aj v rozvoji mineralogickej vedy. Veľmi dobre poznal výskyty minerálov v Banskej Štiavnici, kde zostal po absolvovaní banskej akadémie ako výpomocný profesor.² Odtiaľ ho vyslali na dvojročnú študijnú štipendijnú cestu do Švédska, kde bol hutnícky priemysel a chemický výskum minerálov na vysokom stupni. Dlhší čas strávil v starom švédskom meste Uppsala po boku najuznávanejšieho chemika Torberna Bergmanna.³ Bergmann bol vo Švédsku spolu so svojim krajanom Walleriusom, zakladateľom chemického smeru vo výskume minerálov, ktorý sa ujímal popri vtedajšom opisnom a kryštalografickom smere.

Podľa Rupprechtovej vedeckej činnosti možno predpokladať, že sa od Bergmanna veľa naučil a že si poznatky s ním dopĺňal aj prostredníctvom korešpondencie. Jeho vedecké výskumy, najmä rozboru chemického zloženia rúd, minerálov, koncentrátov a hutníckych produktov, zaujali všetkých vedcov v Európe, takže sa k nemu chodili učiť mnohí vedci z celého sveta a mnohí z nich získali svetové meno.⁴

A. Rupprecht, ktorý veľmi úspešne nadviazal na svojho predchodcu Scopoliho, po svojom nástupe na katedru v roku 1779 až do odchodu do Viedne v roku 1792, kde ho vymenovali za dvorného radcu, analyzoval a študoval množstvo minerálov zo Slovenska a iných krajín monarchie. Je známe, že robil chemický výskum dubníckych drahých opálov, minerálov striebra s obsahom telúru (sylvanit, nagyagit) atď. Je zaujímavé, že okrem menších štúdií nenapísal väčšiu prácu, z ktorej by bolo možno urobiť podrobnejšiu analýzu jeho vedeckej činnosti.⁵

¹ M. Hock, 1978: Kedy sa narodil Anton Rupprecht. Vlastived. čas. (Bratislava), 27, č. 1, s. 25.

² J. Vlachovič, 1964: Dejiny banského školstva na Slovensku v 18. storočí. Z dejín vied a techniky na Slovensku, 3, Bratislava, s. 33.

³ Bergmann Torbern Olaf (1735—1783) položil základy kryštalografie a chemickej systematiky minerálov. Ako prvý začal používať dýchavku na chemicko-mineralogickú analýzu a pri svojich skúškach o povahe drahých kameňov.

⁴ J. Proszt, 1938: Selmezci Bányászati Akadémia mint a kémiai tudomány kutatás bölcsője hazánkban. Sopron.

⁵ Podrobnú bibliografiu Rupprechtových publikovaných prác pozri v práci J. Tlbenický — M. Hrochová — M. Maurová 1978: Bibliografia prírodných, lekárskejších a technických vied na Slovensku do roku 1850. I. Autorská časť. Martin s. 571.

Keď A. Rupprecht 15. marca 1779 zložil služobnú prisahu profesora banskej akadémie, dostal v zmysle dekrétu úlohu prevziať okrem iného aj mineralogickú zbierku akadémie a postupne ich dopĺňať podľa nariadení z roku 1778.⁶

Po jeho nástupe do funkcie profesora zaslala Dvorská komora 24. apríla 1779 Hlavnému komornogrófskemu úradu návrh na systematické usporiadanie minerálov, ktorý mal Hlavný komornogrófsky úrad odovzdať Rupprechtovi. Tento návrh sa našiel v pozostalosti dvorného radcu Deliusa, ktorý zomrel vo Florencii. Rupprechtovi mal slúžiť ako návod na usporiadanie minerálov.⁷ Rupprecht sa hneď začal venovať aj budovaniu mineralogickej zbierky akadémie, o čom svedčí jeho správa o stave mineralogických zbierok zo 14. júna 1779, ktorú prostredníctvom Hlavného komornogrófskeho úradu poslal do Viedne. Navrhol v nej rozposlať na banské vrchnosti nariadenie, aby sa v banských závodoch poveril úradník, ktorý by viedol zbieranie pozoruhodných minerálov, opísal ich a posielal Hlavnému komornogrófskemu úradu. Z týchto minerálov sa mala dopĺňať systematická zbierka, ktorá by bola „nedotknuteľná“, a z duplikátov by sa vytvorila zbierka slúžiaca na rozličné pokusy. Aby sa umožnilo poznávať aj cudzokrajné horniny a minerály, navrhol, aby ich zbierali na vyslanectvách a na účet Hlavného komornogrófskeho úradu dopravovali do Banskej Štiavnice. Navrhol tiež, aby sa aj zbierka cudzozemských minerálov, ktorá bola na Hlavnom mincovnom úrade vo Viedni nevyužitá, premiestnila do Banskej Štiavnice.

Dvorská komora 2. júla 1779 schválila návrh A. Rupprechta v plnom rozsahu a vydala nariadenie na organizovaný zber minerálov v banských závodoch. Zbieraním cudzozemských minerálov bol poverený A. Rupprecht, ktorý mal udržiavať korešpondenciu s vyslancami. Z minerálov Hlavného mincovného úradu povolila predisponovať len duplikáty. Minerály mal Rupprecht riadne inventovať, pričom duplikát inventárov mal posielat do Viedne.⁸

Okrem tejto úlohy bol Rupprecht 15. októbra 1779 poverený zostaviť zbierku dolnohorských minerálov pre prirodovedné kabinety v Pavii a Miláne. Ako protihodnotu žiadal pre akadémiu zbierku talianskych minerálov.⁹

Mineralogické zbierky, ktoré sa podľa Rupprechtovho návrhu postupne budovali a dopĺňali, mali vysoký vedecký význam a úroveň. Svedčí o tom aj stály záujem Dvorskej komory, ktorá zasielala do Banskej Štiavnice cenné minerály a rozmanité banské a hutnícke produkty z rozličných krajín monarchie. Tak napríklad 31. decembra 1779 do Banskej Štiavnice zaslali zbierku minerálov a hutníckych produktov zo Štajerska spolu s ich zoznamom a opisom.¹⁰

Rupprechtove vedomosti z mineralógie podnietili Dvorskú komoru, aby ho 10. marca 1780 poverila zbieraním minerálov, hornín, zemín a skamenenín pre cisársku zbierku. Tieto minerály mali byť nielen vzhľadné, ale aj poučné a mali sa zozbierať z kráľovských a faziarskych baní v okruhu pôsobnosti Hlavného komornogrófskeho úradu. Rupprecht ich mal na štátne trovy poslať do Viedne.¹¹

Zdá sa, že popri tejto zberateľskej činnosti si Rupprecht budoval aj súkromnú mineralogickú zbierku. Svedčí o tom fakt, že Hlavný komornogrófsky úrad povolil 1. mája 1780 odkúpiť z tejto súkromnej zbierky minerál proustit (Rothgülden) za 5 florénov. Minerál obsahoval 8,5 lóta striebra a Rupprecht ho získal z dobývok na Siglisbergu.¹²

⁶ Štátny ústredný banský archív v Banskej Štiavnici, fond Hlavný komornogrófsky úrad (ďalej len HKG), rezolúcia z 31. 12. 1779.

⁷ HKG, rezolúcia z 23. 4. 1779.

⁸ HKG, rezolúcia z 2. 7. 1779.

⁹ HKG, rezolúcia z 15. 10. 1779.

¹⁰ HKG, rezolúcia z 31. 12. 1779.

¹¹ HKG, rezolúcia z 19. 3. 1780.

¹² HKG, ordinarium, č. 1417 z r. 1780.

Aj v nasledujúcom roku poverila Rupprechta Dvorská komora, a to nariaderím zo 14. decembra 1781, aby na žiadosť riaditeľa prírodopísneho kabinetu v Paríži grófa Buffona zozbieral pre tento kabinet niekoľko zvlášť zaujímavých hornín a rúd. Mal ich aj s výkazom nákladov čo najbezpečnejšou cestou dopraviť do Viedne.¹³

Po Rupprechtovom odchode v roku 1792 za jeho nástupcu vymenovali jeho bývalého poslucháča Michala Patziera. Výsledkom činnosti Patziera na akadémii bola štyrvorzväzková učebnica metalurgickej chémie, vydaná roku 1805.¹⁴

Záverom treba uviesť, že Rupprecht, ako aj Patzier boli tesne pred koncom 18. storočia vymenovaní za členov Mineralogickej spoločnosti v Jene.¹⁵

Ivan Herčko

Mineralógia a geológia v diele M. Patziera

Už počas Rupprechtovho pôsobenia na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici bol za jeho suplenta menovaný krompašský rodák Michal Patzier (1748–1811) a po odchode A. Rupprechta v roku 1792 do Viedne za dvorského radcu sa na katedre chémie, mineralógie a metalurgie stal jeho definitívnym nástupcom. Po príchode na katedru mal Patzier prednášať chémiu, mineralógiu a metalurgiu a profesor Pribyla v prvom ročníku matematiku a mechaniku a v druhom ročníku praktické hutníctvo a banské právo dedičných krajín.¹

M. Patzier pôsobil na akadémii veľmi úspešne až do roku 1810, keď sa v rozvoji mineralógie začínala nová etapa, ktorá sa podľa svojej hlavnej úlohy a základného obsahu mohla nazvať chemickou. Od predchádzajúceho sa toto obdobie odlišovalo rozhodným prenikaním ideí a metód novej kvalitatívnej chémie v mineralógii a ďalšou diferenciáciou vedy. Celkový rozvoj banského priemyslu a vyhľadávania rudných ložísk mal nepochybne kladný vplyv aj na rýchly rozvoj mineralógie. Orientácia vedcov na chemické skúmanie nerastov znamenala výrazný skok dopredu, určovaný celkovým priebehom evolúcie poznatkov o zložení neorganického hmoty vo všeobecnosti a prirodzeným dialektickým prechodom od jej čiste vonkajšieho (fyzikálneho) vzhladu k poznaniu vnútorného (chemického) zloženia so všetkými zvláštnosťami a zákonitosťami.²

Aj keď Patzierovi nemožno v tomto vývoji príznať významné postavenie, predsa mal do istej miery svoj podiel na chemickom skúmaní rúd a minerálov za účelom ich technologického spracovania. Na jeho činnosť v Banskej Štiavnici sa viažu viaceré významné technologické návrhy a modifikácie úpravárskych a hutníckych technológií. Z nich spomenieme aspoň návrh na použitie lúčavky na odlučovanie zlata, návrh na spracovanie zostatkov po amalgamácii v medenej amalgamačnej hute v Banskej Bystrici, návrh na odstraňovanie veľkých strát pri amalgamácii, skúšky s antimónovou rudou z Magurky a pod. Zachovali sa dokumenty, že o niektorých týchto technologických otázkach korešpondoval aj s Ignácom Bornom.³

¹³ HKG, inv. č. 115, s. 3362.

¹⁴ M. Patzier, 1805: *Anleitung zur metallurgischen Chemie*. Ofen.

¹⁵ I. Herčko, 1977: *Z činnosti A. Rupprechta a M. Patziera*. Růdy, 25, s. 232.

¹ Štátny ústredný banský archív v Banskej Štiavnici (ďalej ŠÚBA), fond Hlavný komornohrôtsky úrad v Banskej Štiavnici (ďalej HKG), príloha k spisu č. 3650/1792.

² I. Herčko, 1979: *Vedecký výskum minerálov a výuka mineralógie na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici do roku 1840*. Zbor. Slov. nář. múz., Prír. vedy, 25.

³ ŠÚBA, fond HKG, č. sp. 3129/1791.

O mineralogických výskumoch M. Patziera nemáme konkrétnejšie údaje, ale predpokladáme, že na prelome 18. a 19. storočia nebolo v Uhorsku významnejšieho mineralóga, keď práve jeho roku 1798 na odporúčanie Uhorskej dvorskej kancelárie pozvali do Pešti oceniť zbierku nerastov zosnulého profesora Mateja Pillera. Na porovnanie uvedieme, že oceniť zoologické a botanické zbierky prizvali profesora Jacquina a Jordána, príp. namiesto Jacquina opáta Stütza.⁴ Náš predpoklad potvrdzuje aj to, že Patzier bol tesne pred koncom 18. storočia, podobne ako aj jeho predchodca Rupprecht, už počas pobytu vo Viedni menovaný za člena novozaloženej Mineralogickej spoločnosti v Jene.⁵

Navýznamnejšie sa Patzierove poznatky z mineralógie prejavili v učebnici *Anleitung zur Metallurgischen Chemie*, ktorú vydal roku 1805 v univerzitnej tlačiarňi v Budíne. Učebnú látku v nej rozvrhol do štyroch zväzkov a 69 oddielov (I. zv. 570 s., II. zv. 464 s., III. zv. 414 s. a IV. zv. 660 s.). Táto práca, ktorej tretí a štvrtý zväzok venoval minerálom a horninám a ich chemickému výskumu, bola neoceniteľná okrem iného aj preto, že po Scopolim vyplnila takmer 30-ročnú medzeru vo vydávaní učebníc pre poslucháčov banskoštiavnickej akadémie. Už tretiu kapitolu druhého zväzku venoval M. Patzier úvodu do mineralogickej chémie. Opísal v nej rozličné druhy kyselín a ich solí, ako aj kyseliny rastlinného a živočíšneho pôvodu a neutrálne soli.

Vo štvrtej kapitole sa zameriaval na opis minerálov. Medzi minerály zaraďoval len jednotlivé druhy živíc, síry a grafitu. Ostatné minerály zaradil do nasledujúcej kapitoly medzi zeminy a horniny, z čoho je jasné, že ešte ani v tom čase, viac ako 30 rokov po Deliusovi, nebolo rozlišovanie minerálov od hornín dostatočne známe.

Piata kapitola učebnice obsahuje opis zemín a hornín. Sú v nej zastúpené viaceré druhy a typy vápenatých zemín, ťažkých zemín, bridličnatých a hlinitých zemín, horčikovných zemín a kremitých hliniek a k nim patriacich druhov. Záver kapitoly obsahuje výklad o chemickom rozbere zemín a hornín.

Šiesta kapitola je obsahom posledného zväzku učebnice. Patzier v nej podal charakteristiku a opis chemickej analýzy kovov a rúd a uviedol výskyty rudných ložísk v celosvetovom meradle. Kovy a ich minerály zaradil do piatich rodov (podľa podobných vlastností, ako sa javili autorovi) a samostatne ich opísal. Do prvého radu zaradil zlato, striebro, do druhého meď, cín, olovo a železo, do tretieho ortuť a zinok, do štvrtého bizmut, antimón, kobalt, mangán, nikel, telúr, titán, urán, tantal a do piateho arzén, molybdén, volfrám, chróm a kolumbium.

V kapitolách venovaných opisu minerálov a hornín publikoval M. Patzier pomerne vyčerpávajúci opis dovtedy známych minerálov a hornín, ich chemické zloženie a rozbor, ako aj podrobný výpočet výskytov minerálov v bývalej monarchii, najmä v stredoslovenskej banskej oblasti, ktorú iste dobre poznal. Jeho členenie však ovplyvnila Wernerova klasifikácia, v ktorej sa ešte mnoho minerálov zaraďovalo medzi horniny. Patzier vydával učebnicu v čase, keď ešte nebola jednotná a ucelená klasifikácia minerálov a hornín a bola dosť veľká nejednoduchosť aj v ich terminológii, čo sa najvýznamnejšie prejavilo pri Patzierovom opise rudných minerálov v poslednej kapitole. Ale z jeho opisov vidieť, že chemicky analyzoval veľa minerálov a že dobre poznal aj ich výskyty.⁶ Patzierovu učebnicu možno teda hodnotiť ako prínos do dejín mineralogických vied na Slovensku.

Ivan Herčko

⁴ Tamtiež, č. s. 1311/1798.

⁵ Uvádza sa v zozname členov v ročenke spoločnosti *Annalen der herzoglichen Sozietät für die gesammte Mineralogie zu Jena*. Bd. 1. Jena 1802.

⁶ Podrobnejšie o jeho učebnici pozri v štúdií I. Herčko 1979: K činnosti profesora Patziera na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici. *Děj. věd a techniky*, 12, 2.

KRONIKA

Doc. RNDr. Ján Jarkovský, CSc., šesťdesiatročný



J. Jarkovský sa narodil 18. júla 1919 v kovoroľníckej rodine v malej osade Dolina pri Dražkovciach v Turci. Už rodinné prostredie ho viedlo k hlbkej úcte k tvrdej a systematickej práci a k schopnosti hodnotiť nielen výsledky vlastnej práce, lež aj práce kolegov a spolupracovníkov.

V úsilí načerpať čo najbohatšie poznatky o prírode, s ktorou je od detstva bytostne spätý, a preniknúť do jej zákonitostí, čo ho vždy priťahovali a dodnes fascinujú, zapísal sa po maturite na Štátnom gymnáziu v Martine na Prírodovedeckú fakultu Slovenskej univerzity v Bratislave na štúdium prírodopisu a chémie.

Vysokoškolské štúdiá ukončil roku 1945, stal sa asistentom na Mineralogicko-petrografickom ústave Slovenskej vysokej školy technickej a pracoval tam do roku 1948. Bolo to obdobie, keď odchádzali titani geochémie — Vernadskij (1945), Fersman (1945) i Goldschmidt (1947). Ťažko povedať, či to nejakovo ovplyvnilo vedeckú orientáciu nášho jubilanta, ale pravdou je, že doterajšiu bádateľskú činnosť zameral práve na túto oblasť. Vyplynulo to azda aj z jeho šťastne a predvídavo zvolenej a na ten čas osobitne progresívnej vysokoškolskej kvalifikácie prírodopisca a chemika.

Ďalších desať rokov pracoval Ján Jarkovský v Geologickom ústave Dionýza Štúra. Vybudoval chemickoanalytické oddelenie a vychoval kádre špecializované na analýzu geologických materiálov, ktorej výsledky tvoria základ vstupných údajov pre geochemické uzávery. V rokoch 1950—1952 viedol rozsiahlu chemickoanalytickú akciu na overenie kvality zásob železných rúd na Slovensku. Rígóróznou prácu, ktorá výrazne prispela k poznaniu dinasových kremencov na Slovensku, obhájil roku 1952. Správne v nej zhodnotil význam spoľahlivých analytických výsledkov pre rozvoj geochemie a podrobne sa venoval aj analyticko-metodickým otázkam najmä v oblasti analýzy kremičitanových surovín. Bohaté skúsenosti zhrnul v diele venovanom analýze silikátových hornín, ktoré vyšlo roku 1960 a ktoré je doteraz jedinou základnou a komplexnou knihou s touto tematikou nielen v slovenskej, ale aj v českej odbornej literatúre.

Roku 1959 prišiel J. Jarkovský do vtedajšieho Vedeckovýskumného geologicko-geografického ústavu Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského. Viedol analytickochemické pracovisko zamerané najmä na spektrochemické metódy analýzy stopových prvkov. Stal sa jedným z priekopníkov kvantitatívnych spektrochemických postupov analýzy stopových prvkov v geologických materiáloch, osobitne v sírníku, a to v celoštátnom meradle.

Ako výkonný analytický chemik špecializovaný na geologické materiály mohol svoje poznatky veľmi výhodne využiť na spoľahlivé geochemické uzávery, ktoré možno získať len z bohatého experimentálneho materiálu. Tým sa v kladnom sľova zmysle odlišuje od pracovníkov odrhnutých od experimentálnych metód bádania.

Za výsledky spektrochemického a geochemického výskumu pyritu a pyrotínu z ložísk Západných Karpát získal jubilanť roku 1964 vedeckú hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických vied.

Ako mimoriadne záčný treba vyzdvihnúť jubilantov systematický prístup k riešeniu problematiky a obdivuhodnú vytrvalosť. J. Jarkovský sa nikdy nevyhýbal mravčej práci, nikdy neobchádza ani tzv. podradné, ale často nesmierne významné operácie. Vďaka pracovným a povahovým aktívam sa jubilantovi podarilo získať bohaté poznatky o geochemii sírnikových minerálov a sústrediť ich v piatich monografiách venovaných geochemii pyritov, pyrotínov, chalkopyritov a antimonitov, ktorých je spoluautorom.

V úsilí venovať sa celou šírkou svojho vedeckého záberu problémom geochemie, osobitne sírnikových minerálov, prešiel jubilanť roku 1970 ako pracovník Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK na katedru geochemie, tam sa roku 1972 habilitoval a bol vymenovaný za docenta. Od roku 1973 je vedúcim oddelenia mineralógie, petrografie, ložísk a geochemie Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK.

Jeho bohatú publikačnú činnosť predstavuje okrem spomenutých knižných publikácií okolo 60 pôvodných vedeckých prác a mnohé vystúpenia na vedeckých konferenciách doma i v zahraničí. Najvyšším ocenením vedeckej činnosti doc. RNDr. Jána Jarkovského, CSc., je Štátna cena Klementa Gottwalda za výskum v oblasti geochemie sírnikových minerálov.

Okrem bádateľskej činnosti je nevyhnutné vyzdvihnúť aj bohatú pedagogickú a politicko-spoločenskú aktivitu jubilanta. Je školiteľom vedeckých pracovníkov, vychoval viacerých kandidátov vied, doktorov prírodovedy, viedol mnohé diplomové práce a je členom viacerých kvalifikačných komisií. Vo vysokoškolských prednáškach odovzdáva mladšej generácii bohaté teoretické vedomosti a praktické skúsenosti. Z rozsiahlej politickej práce nášho jubilanta spomenieme aspoň to, že už roku 1946 bol zakladajúcim tajomníkom ZV ROH a vo februári 1948 členom Akčného výboru na Slovenskej vysokej škole technickej. Na Geologickom ústave D. Štúra sa angažoval v straníckej a masovopolitickej práci ako člen i predseda ZO KSS, ZV ROH a ZO ZČSSP. Aj teraz pracuje vo funkcii aktivistu celoškolského výboru KSS pri

Univerzite Komenského, lektora CZV KSS a inštruktora ZO KSS II Prírodovedeckej fakulty UK. Je dlhoročným členom Československej geologickej spoločnosti, Slovenskej chemickej spoločnosti, Vedeckotechnickej spoločnosti, Karpatisko-balkánskej geologickej asociácie, ako aj Medzinárodnej asociácie pre geochemiu a kozmochemiu.

Jubilanta všetci poznáme ako človeka príkladne pracovitého a vyznačujúceho sa osobitnou skromnosťou. Poznáme jeho cit pre spravodlivosť, obdivuhodnú schopnosť systematicky a na dlhý čas sa sústrediť na detailné spracovanie nastoleného problému, ako aj schopnosť oceniť dielo spolupracovníkov. Napriek šesťdesiatke je jubilant plný pracovného elánu a smelých plánov do budúcnosti. Korene jeho životného optimizmu treba hľadať aj v schopnosti deliť čas na záujmy pracovné a mimopracovné, najmä rodinné.

Pri životnom jubileu želáme doc. RNDr. Jánovi Jarkovskému, CSc., nielen nové pracovné úspechy na prospech našej geochemie, lež aj nový optimizmus a dobré zdravie, radosť z dosiahnutých výsledkov, plnú spokojnosť a šťastie v súkromnom a rodinnom živote.

Eduard Pliško

RECENZIA

M. Matula: Geológia a životné prostredie. 1. vyd. Bratislava, Obzor 1979. 296 s., 34 obr., 40 čiernobielych a 30 farebných fotografií

Pojem životné prostredie vyvoláva u väčšiny ľudí najmä predstavu o znečisťovaní ovzdušia a vody, nadmernej hlučnosti a o neorganizovanom ukladaní odpadu. Ale problematiku životného prostredia nemožno zužovať len na riešenie takýchto elementárnych požiadaviek. Geológia, základná veda o Zemi, je aj významným odvetvím národného hospodárstva, ktoré ovplyvňuje energetiku, priemysel, poľnohospodárstvo i výstavbu všetkých objektov. Aj keď hrá v rozvoji spoločnosti a vytváraní jej životného prostredia dôležitú úlohu, rozširovaniu jej poznatkov a propagácii jej prínosu pri navrhovaní racionálneho využívania geologického prostredia sa u nás venuje iba malá pozornosť. Práve túto modzeru vyplňa veľmi pútavá populárnovedecká kniha, ktorá sa nedávno zjavila na knižnom trhu.

Recenzovaná práca má päť kapitol. V prvej autor vysvetľuje vzťahy medzi geológiou a životným prostredím spoločnosti v ich dynamickom vývoji v systéme našej planéty. V druhej kapitole,

pre široký okruh laickej verejnosti prístupne a podľa najmodernejších teórií, opisuje autor vznik Zeme a zloženie zemskej kôry, význam tektonických a vulkanických procesov pre jej stavbu a ich vplyv na životné prostredie. Zaslúženú pozornosť venuje významu vody a nerastných surovín, ako aj úlohe geologických procesov pri modelácii reliéfu. V závere kapitoly na mnohých príkladoch opisuje ničivú silu geologických procesov, ktorej sú často vystavené diela vytvorené ľudskou prácou.

Tretia kapitola je o činnosti najmladšieho, ale veľmi intenzívneho geologického činiteľa, človeka. Autor na mnohých príkladoch zo zahraničia i z nášho územia hodnotí ďalekosiahajúce dôsledky činnosti človeka na geologické prostredie pri devastácii úrodnej pôdy, exploatacii nerastných surovín, rozsiahlej vodohospodárskej výstavbe a vytváraní umelej krajiny, pri intenzívnej industrializácii a urbanizácii. V závere vyzdvihuje význam poznávania antropogénnych procesov pre racionálne plánovanie využitia krajiny.

Vo štvrtnej kapitole sa autor zaoberá najdôležitejšími úlohami geológie v ochrane a tvorbe životného prostredia. Rozoberá geologické zásady ochrany pôdneho

fondu, účelnú ťažbu nerastných surovín pri plnom rešpektovaní ochrany prostredia pred jej škodlivými účinkami. Osobitnú pozornosť venuje úlohám hydrogeológie pri zaistovaní pitnej, úžitkovej, minerálnej a termálnej vody, ako aj pri riešení rozličných inžiniersko-stavebných úloh. Mimoriadny význam inžinierskej geológie v územnom plánovaní a výstavbe vyžaduje ustavične zavádzať do práce najmodernejšie a efektívnejšie spôsoby tak pri inžinierskogeologickom mapovaní, ako aj pri podrobnom prieskume konkrétnych objektov. V závere kapitoly opisuje autor možnosti obrany pred niektorými ničivými geologickými živlami.

Piatu kapitolu autor venuje geologickému charakteru Slovenska a jeho odrazu v životnom prostredí spoločnosti. Prehľadne, ale veľmi výstižne opisuje geologické podmienky v základných geologických regiónoch pre rozvoj osídlenia, poľnohospodársku činnosť, zásobovanie vodou, nerastnými surovinami a budovanie inžinierskych diel. Knihu vhodne ilustrujú aj fotografie. Negeológovia iste privítajú aj pripojený terminologický slovníček a geologický ka-

lendár, ktoré pomáhajú lepšie sa orientovať v predkladanom diele.

Recenzovaná publikácia je určená predovšetkým širokému okruhu čitateľov s prírodovednými vedomosťami na stredoškolskej úrovni, ale má čo povedať aj profesionálnym geológom. Je napísaná kultivovane, zaujímavo a zrozumiteľne, k čomu iste prispela autorova dlhoročná pedagogická prax, bohatá vedeckovýskumná i praktická odborná činnosť a mnohé študijné cesty do rozličných častí sveta.

V závere autor nepokladá ďalší vývoj životného prostredia za bezvýchodiskový a nabáda aj naše odbory do väčšej angažovanosti pri riešení nastolenej problematiky slovami: „Je možné vyhnúť sa negatívnym následkom nášho spolužitia s prírodou? Áno. Treba však vždy postupovať tak, aby sa čoraz menej uplatňovali spomenuté príčiny nepriaznivých zásahov človeka do rovnováhy prírodných systémov. Treba pritom poznať a rešpektovať aj fundamentálny a mnohostranný význam geologických podmienok v komplexe životného prostredia...“

V. Letko

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickovýskumných organizácií, ročník 11, číslo 6, december 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 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Imprimované dňa 6. 12. 1979. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—.

Suscriptions 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 details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

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

AKTUALITY — NEWS

<i>Stanislav Polák — Dušan Rak:</i> Zlato v antimonitovom ložisku v Pezinku — Gold in the antimonite deposit at Pezinok (Malé Karpaty Mts., SW Slovakia)	553
<i>Pavol Malachovský:</i> Kassiteritovo-scheelitovo-volframitová asociácia v Dlhej doline v Spišsko-gemerskom rudohorí — A cassiterite-scheelite-wolframite association from Dlhá dolina valley, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia	567
<i>Miroslav Pulec:</i> Nález scheelitového zrudnenia vo Vajskovej doline (Nízke Tatry) — Occurrence of scheelite mineralization in the Vajsková dolina valley, Nízke Tatry Mts. (Middle Slovakia)	568

KRONIKA — CHRONICLE

<i>Ivan Herčko:</i> Z činnosti profesora mineralógie Antona Rupprechta	569
<i>Ivan Herčko:</i> Mineralógia a geológia v diele M. Patziera	571
<i>Eduard Plško:</i> Doc. RNDr. Ján Jarkovský, CSc., šesťdesiatročný	573

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

<i>Miloslav Böhmer:</i> Terciérne vulkanogénne ložiská Západných Karpát a ich rudné prognózy	536
<i>M. Kužvart:</i> Nerostné suroviny — výhľad do roku 2000 a dál	542
<i>František Pícha:</i> Staré podmořské kaňony kontinentálních okrajů Tethydy na Moravě	566

RECENZIE

<i>V. I. Birjukov et al.:</i> Racionálna seť predvariteľnej razvedki (Miloslav Böhmer)	505
<i>V. D. Lomtadze:</i> Inženerná geológia — Špeciálna inženerná geológia (Vladimír Letko)	528
<i>M. Matula:</i> Geológia a životné prostredie (Vladimír Letko)	575

Oprava

V príspevku B. Leška et al. Podložie flyšových Karpát na východnom Slovensku interpretované z geofyzikálnych meraní zostali vinou autorov tieto chyby:

- na s. 99 v riadku 8 je $400 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ a má byť $-400 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$
- na s. 99 v riadku 9 je $+100 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ a má byť $+100 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$
- na s. 99 v poslednom riadku je $2,7 \cdot \text{cm}^{-3}$ a má byť $2,7 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$
- na s. 100 v riadku 19 je $2,75 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a má byť $2,45 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$

Autori

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

