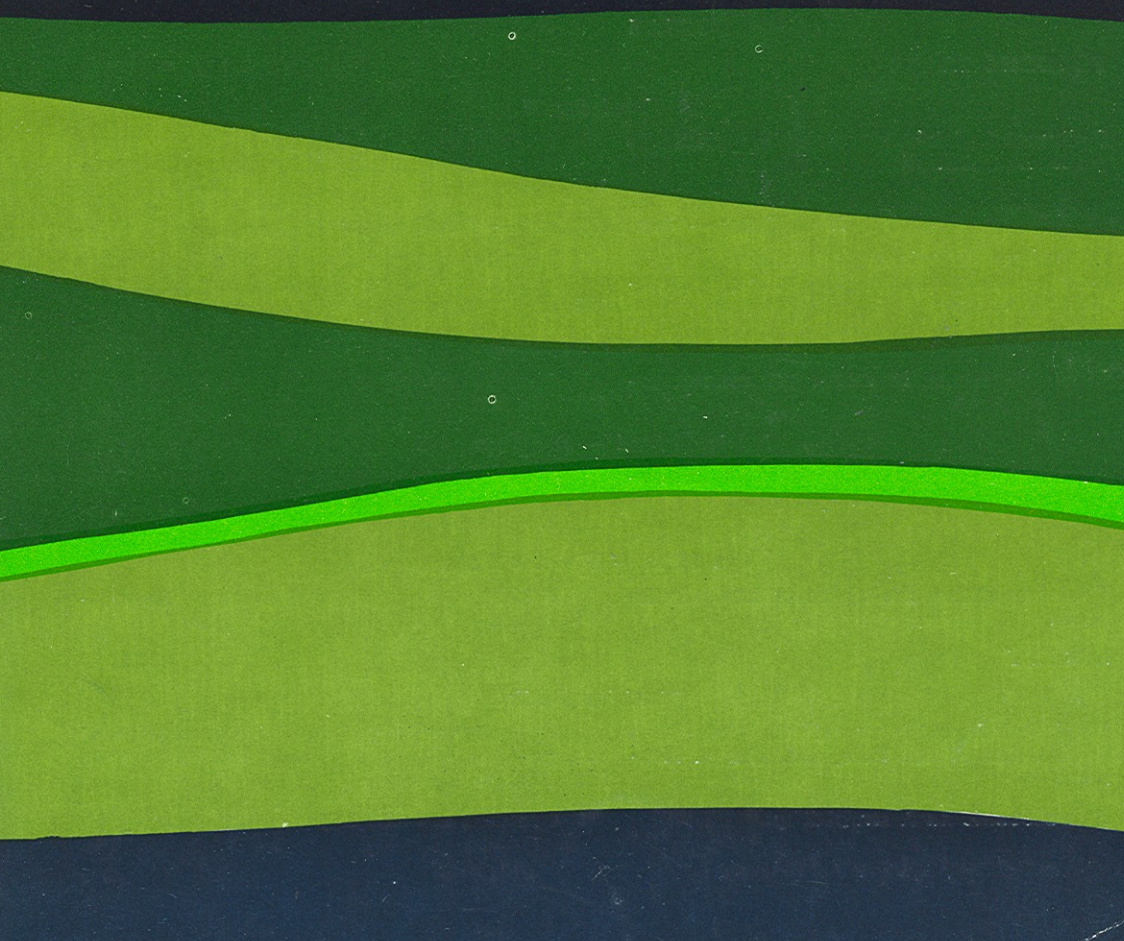
MINERALIA SLOVACA

14 1982 5



MINERALIA SLOVACA

Vol. 14
1982
№ 5
385—480

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

Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GRECULA, CSc., *vedecký redaktor*
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA

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

RNDr. Juraj ANTAŠ
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav CAMBEL
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEĽ
Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc.
prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGÁČ, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY, CSc.
RNDr. Ivan ŠARÍK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPAK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH CONTENTS

PÔVODNÉ PRÁCE ORIGINAL PAPERS

Karol Együd

Sedimentologické zhodnotenie mladšieho paleozoika Zemplínskych vrchov — 385 — Sedimentology of Upper Paleozoic strata in the Zemplínske vrchy Mts. (SE Slovakia)

Ivan Kraus — Eva Šamajová — Ján Zuberec

Minerálne zloženie a genéza ložísk ílových surovín na juhozápadnom okraji Kremnických vrchov — 403 — Mineral composition and genesis of clay raw materials on SW periphery of Kremnické vrchy Mts.

Vladimír Náprstek

Mechanizmus sedimentace při maarotvorných erupcích — 421 — The motion of sedimentation in the case of maar-producing eruptions

Mária Šimová — Eva Šamajová

Lawsonit z horninových obliakov kriedových zlepencov bradlového pásma — Lawsonite from rock pebbles in the Cretaceous conglomerate of the Pieniny Klippen Belt

Oto Miko — Miroslav Pulec

Výsledky šlichového výskumu kryštalinika Žiaru — 443 — Results of panning prospection in the crystalline of the Žiar Mts. (NW Slovakia)

SPRÁVY REPORTS

Stanislav Polák

Nová ložisková interpretácia olovnatého ložiska Ján (Veľké Pole, okr. Žiar n. Hronom) — 453 — New economic geological interpretation of the Ján lead ore deposit in Veľké Pole (Middle Slovakia)

Pokračovanie na 3. str. obálky *Continuation see page 3 of the cover*

Mineralia slov.
14 *(1982), 385—401*

Sedimentologické zhodnotenie mladšieho paleozoika Zemplínskych vrchov

KAROL EGYÚD

Geologický prieskum, Jesenského 6, 040 51 Košice

(9 obr., 1 tabuľa a 1 tab. v texte)

Doručené 18. 2. 1982

IGCP PROJECT No 5

Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belt

Седиментологическая оценка младшего палеозоя Земплинской возвышенности.

Для оценки использовались макротекстурные элементы, литологический анализ слоев и анализ конгломератов. Результаты работы свидетельствуют о том, что развитие младшего палеозоя происходило од вестфала ЦД до рубежа нижней и верхней перми. Заметен постепенный переход из лимнических флувиально озерных до континентальных флувиальных фаций верхней перми. Вся последовательность слоев характерна для моласовой структуры с телами кислых вулканитов именно на рубеже перми и карбона.

Sedimentology of Upper Paleozoic strata in the Zemplínske vrchy Mts. (SE Slovakia)

Macrostructural features, lithological analysis and analysis of pebble composition were used to depict the sedimentology of Upper Paleozoic beds in the Zemplínske vrchy Mts. Results revealed that the devolopment from the Westphalian C—D to the Lower/Upper Permian boundary was characterized by gradual transition from limnic and fluviatile-limnic facies into a continental-fluviatile one of the Upper Permian. The whole lithological sequence is a typical molasse with acid volcanite bodies namely at the Carboniferous/Permian boundary.

Mladopaleozoické vrstvy Zemplínskych vrchov sa sedimentologicky ešte nehodnotili.

V ostatnom čase sa v rámci projektu vyhľadávacieho prieskumu Zemplínsky ostrov urobili sedimentologické bádania zamerané na celkovú charakteristiku vývoja sedimentačnej panvy permokarbónu, vyčlenenie a charakteristiku jednotlivých vývojových stupňov.

Spracovali sa najmä výsledky vrtných prác, pretože terén je v sledovanom území odkrytý iba minimálne. Najväčší dôraz sa kládol na poznatky hlbokého orientačného vrtu ZO-8, 9, 10, ktoré poskytli východiskové profily mladopaleozoického súvrstvia, a tak pomohli stratifikovať horninové súbory permokarbónu. Zo všetkých vrtov sa urobilo biostratigrafické hodnotenie (Planderová et al., 1981) a na jeho základe sa súvrstvia zaradili stratigraficky.

Okrem uvedených vrtov sa sedimentologicky spracovali aj krátke orientačné vrty ZO-2a až 7. Lokalizácia sedimentologicky hodnotených vrtov je na obr. 1.

Stručná geologická charakteristika oblasti

Medzi najdôležitejšie staršie práce o zemplínskom ostrove patrí štúdia B. Boučka a A. Přibyla (1959), ktorí mladšie paleozoikum rozčlenili na karbónske (tŕňanské, kašovské) a permské (cejkovské a černochovské) vrstvy.

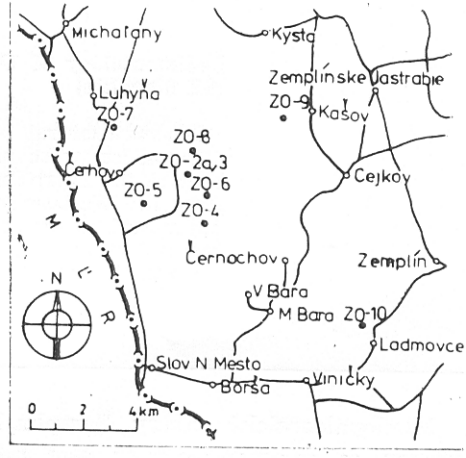
V ostatnom období nové náhľady na zaradenie zemplínskeho ostrova, ako aj geologickú stavbu územia podali P. Grecula — K. Együd (1977). Vyčlenili samostatný zemplínsky príkrov, a to s opačnou vergenciou, ako je známa z iných jednotiek Západných Karpát, a zároveň zaradili Zemplínske vrchy k iným tektonickým jednotkám a paralelizovali vývoj zemplínskeho ostrova s vývojom vrchov Mecsek v MĽR a s getickým príkrovom v Rumunsku.

P. Grecula a K. Együd (1982) vymedzili tieto nové litostratigrafické jednotky: a) čerhovské súvrstvie — vestfál CD, b) veľkotŕňanské súvrstvie — produktívny stefan AB, c) malotŕňanské súvrstvie — neproduktívny stefan AB, d) súvrstvie Šimonovho vrchu — stefan CD, e) kašovské súvrstvie — spodný perm, f) barské súvrstvie — vrchný perm.

Z regionálnych prác hodnotiacich vývoj mladšieho paleozoika v Západných Karpatoch sa problematiky zemplínskeho ostrova dotýka príspevok A. Vozárovej — J. Vozára (1975). Autori ho zaraďujú do centrálnej sedimentárnej oblasti a spájajú s vývojmi známymi v Západných Karpatoch.

Použité sedimentologické metódy

Pri sedimentologických prácach sa pozornosť sústredila na opis väčších súvislých horninových celkov, v nich sa zisťovali makrotextúry hornín a podrobne sa opisovala zmena zrnitosti (s udaním triedy zrnitosti a mocnosti v rámci tried). Tieto údaje sa detailne zakresľovali podľa vrtov do profilov, ktoré boli definitívne upravené až po zhodnotení palinologického, fytopaleontologického, ako aj petrografického výskumu v mierke 1 : 200. Z podrobných profilov sa zostavili súhrnné profily a na nich sa sumarizovali 5 m úseky s udaním priemernej hodnoty zrnitosti v mm, charakteristické makrotextúry, zastúpenie vulkanitov, tektonické poruchy, vekové zatriedenie, ako aj charakter gradačných zvrstvení s vyznačovaním normálnej alebo inverznej gradácie. Veľká pozornosť sa venovala zloženiu obliakového materiálu zlepencov (Hodermanský — Fabian, 1981). Na základe profilov spracovaných z vrtu ZO-2a až ZO-10



Obr. 1. Mapka sedimentologicky hodnotených vrtov
Fig. 1. Location of boreholes for sedimentological research in the area

možno podrobne charakterizovať stupne vývoja permokarbónu zo sedimentologicko-litologickej stránky a vyčleniť sedimentačné cykly vyššieho radu, ako aj samostatné cyklotémy. Okrem toho sa v jednom odkryve vrchnopermských zlepencov vykonali morfometricko-granulometrické merania.

V ostatných vývojových stupňoch sa pre úplný nedostatok vhodných odkryvov morfometricko-granulometrické merania neurobili.

Sedimentologicko-litologická charakteristika permokarbónu

Čerhovské súvrstvie (vestfál C—D)

Čerhovské súvrstvie sa zistilo vo vrte ZO-7 až ZO-9 (obr. 2, 3, 4). Vyznačuje sa veľmi charakteristickým zlepencovým vývojom. Zlepence sú polymiktné, bez výraznejšieho usmernenia a obliaky (z vrtného jadra) sú polozaoblené a zaoblené. Veľmi časté sú tu polohy zlepencov s prevahou poloostrohranných obliakov (tab. Ia, e). Skoro vždy ide o ortozlepence s ílovito-piesčitým tmelom. Štatistické zhodnotenie zlepencových polôh vestfálu C — D (obr. 7) ukazuje na pomerne rovnomerné zastúpenie zrnitostných tried, pričom pri všetkých triedach prevláda mocnosť polôh maximálne do 2 m. Svedčí to o veľmi nepokojnej sedimentácii a o častých zmenách jej podmienok. Najčastejšia časť zlepencových polôh patrí do triedy nad 20 mm. Zloženie obliakov zlepencov je veľmi rôznorodé, prevládajú úlomky granitoidov a kremeňa nad úlomkami metamorfitov, najmä v spodnej časti vestfálu CD. Smerom do stefanu granitoidov rapídne ubúda a pribúda metamorfitov, ako aj kremeňa. Z uvedených zlepencov boli opísané nasledujúce horniny: pararuly, feldspatitizované pararuly, migmatity, synkinematické granity, fylonity, kremeň, arkózy, droby, ryolity a ignimbrity (Hodermanský — Fabian, 1981). Okrem zlepencov sú vo vestfáli zastúpené aj piesčité horniny v arkózovitom vývoji a s menším zastúpením drôb a drobových pieskovcov. Zastúpenie pelitických vývojov je podradné, a tak väčšinou ide o tenké ostro ohraničené polohy slabo piesčitých bridlíc sedimentujúcich na rozmyvoch (tab. Ib, e). Gradačné zvrstvenie je ojedinelé. V ostro ohraničených pelitických vývojoch možno veľmi často pozorovať laminácia, tenkolavicovité striedanie bridlíc a arkóz, a to v nepravidelných intervaloch od mm až do 5—6 cm mocnosti. Okrem opísaných makrotextúr sú veľmi časté intraformačné brekcie (tab. Ig) a sklzové textúry (tab. Ic). Krížové zvrstvenie je veľmi ojedinelé a presne ho identifikovať pomocou uhla nebolo možno, lebo všetky pozorované zvrstvenia sa zachytili len vo vrtoch.

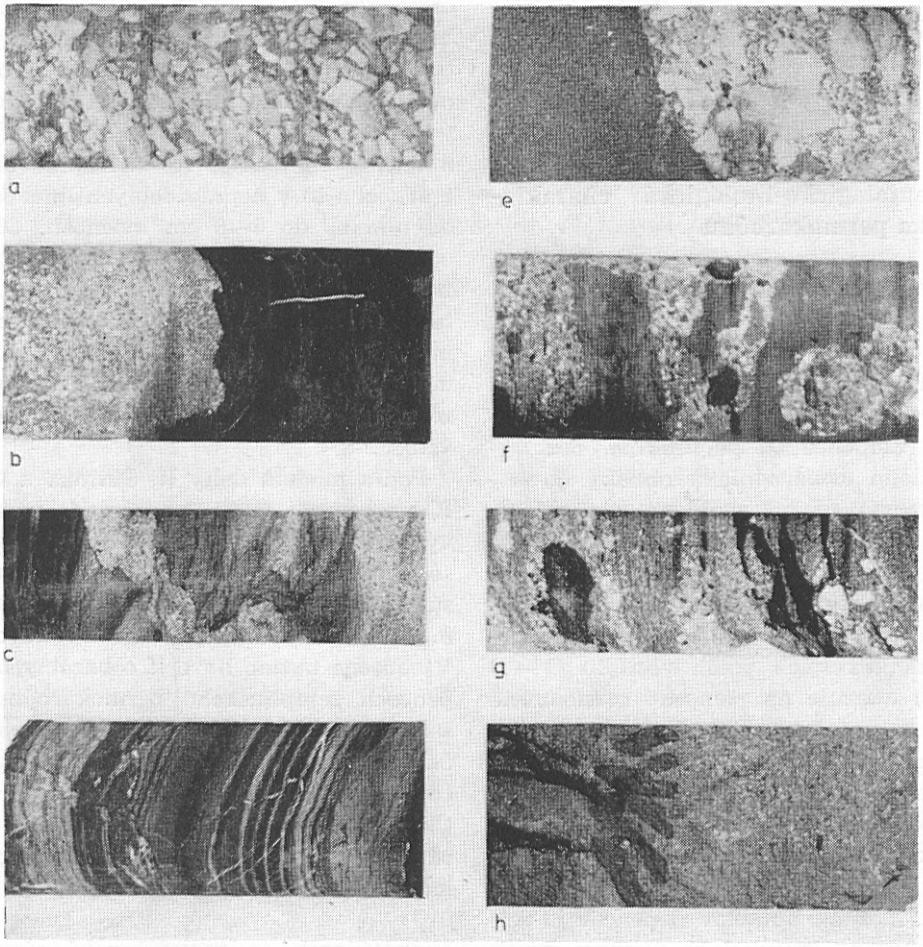
Podľa modelu delty R. Suttona a G. R. Ramsayerovej (1975) na základe horninových druhov a textúr ide o plytkovodnú sedimentáciu rozvetveného ústia. Mocnosť súvrstvia je cca 600 m. Farba je veľmi monotónna, prevažuje sivá a tmavosivá. Všeobecne možno hovoriť o bazálnych zlepencoch zemplínskeho permokarbónskeho sedimentačného makrocyklu. Vo vrchných častiach súvrstvia badať ubúdanie zlepencov a pribúdanie arkóz, drôb a bridlíc. Charakter sedimentácie možno veľmi dobre sledovať na sedimentologických profiloch vrtu ZO-9, 8 a 7 (obr. 2, 3, 4).

Veľkotŕňanské a malotŕňanské súvrstvie (stefan A—B)

Oproti čerhovskému súvrstviu prebiehala sedimentácia v stefane A—B v odlišných podmienkach. Prechod do stefanu A—B je pozvoľný, ale veľmi rýchly. Zlepencov je menej ako vo vestfáli C—D. Sú lepšie vytriedené a výrazne prevláda zrnitostná trieda od 2 do 6 mm (obr. 7) a v prevahe sú v nich obliaky kremeňa a metamorfitov.

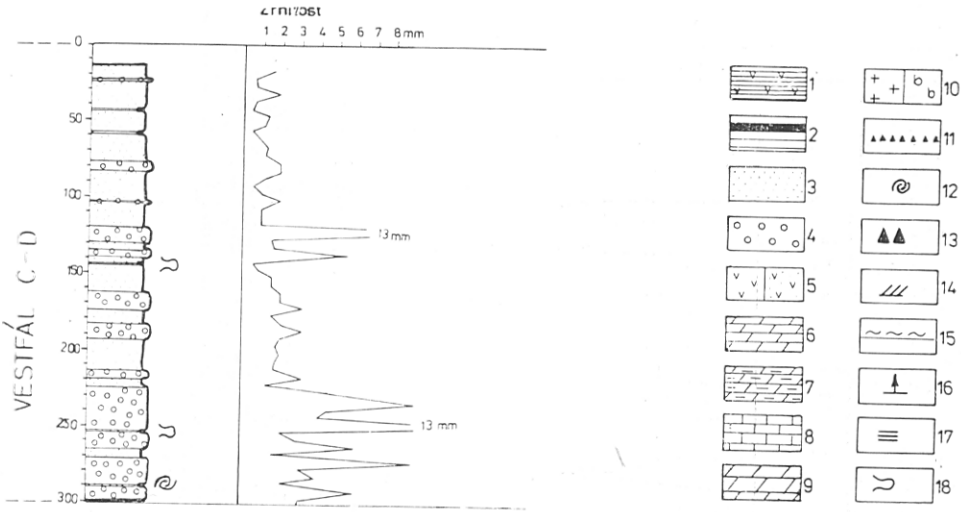
Prevládajúcou horninou tohto podstup-

ňa sú čierne ílovité bridlice s prechodom do sľudnatých slabopiesčitých až piesčitých bridlíc. Okrem pelitov sú tu podradne zastúpené droby a arkózy, väčšinou po-



Tab. I
a — polymiktné zlepence. Vrt ZO-7/121,20 m. Vestfál C—D. b — rozmyv. Vrt ZO-9/1226 m. Vestfál C—D. c — sklzová textúra. Vrt ZO-7/276,3 m. Vestfál CD. d — laminácia. Vrt ZO-9/1583 m. Stefan AB. e — rozmyv. Vrt ZO-7/243 m. Vestfál CD. f — intraformačná brekcia. Vrt ZO-9/429 m. Stefan CD. g — intraformačná brekcia. Vrt ZO-9/1733,5 m. Vestfál CD. h — intraformačná brekcia. Vrt ZO-9/178,0 m. Spodný perm

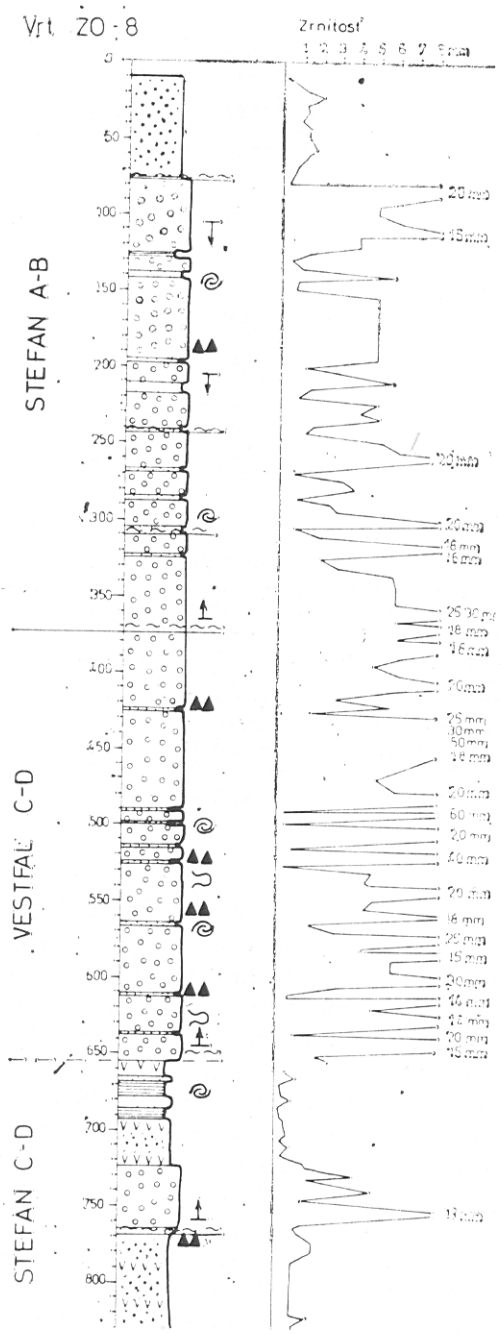
Plate I
a — polymict conglomerate, core sample ZO-7/121.20 m, Westphalian C—D, b — flute cast, core sample ZO-9/1,226 m, Westphalian C—D, c — slump structure, core sample ZO-7/276.30 m, Westphalian C—D, d — lamination, core sample ZO-9/1.583 m, Stephanian A—B, e — flute cast, core sample ZO-7/243 m, Westphalian C—D, f — intraformational breccia, core sample ZO-9/429 m, Stephanian A—B, g — intraformational breccia, core sample ZO-9/1,733.5 m, Westphalian C—D, h — intraformational breccia, core sample ZO-9/178.0 m, Lower Permian



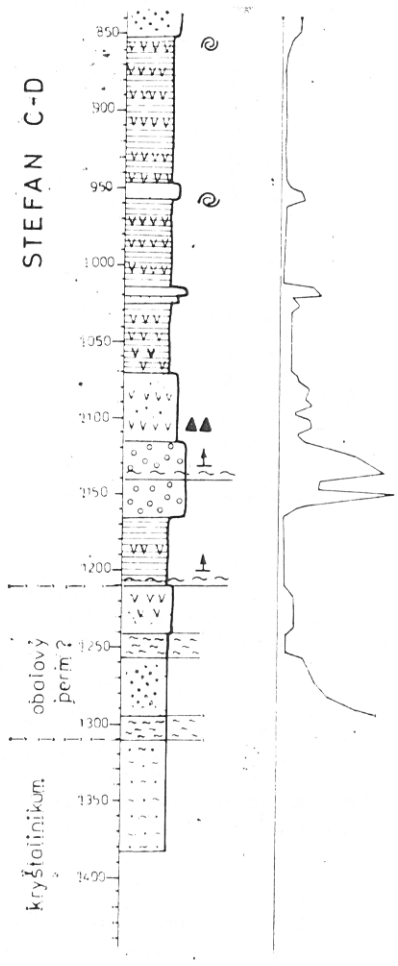
Obr. 2. Sedimentologický profil vrtu ZO-7. Vysvetlivky k sedimentologickým profilom (obr. 2—6). 1 — tufitické bridlice, 2 — pelity + antracit, 3 — pieskovce, 4 — zlepence, 5 — tufy a tufity, 6 — dolomitické vápence, 7 — ílovité dolomitické vápence, 8 — vápence, 9 — dolomity, 10 — ryodacit a bostonit, 11 — ryolit, 12 — sklzová textúra, 13 — intraformačné brekcie, 14 — krížové zvrstvenie, 15 — porucha, 16 — smer zjemňovania gradačných textúr, 17 — laminácia, 18 — rozmyv

Fig. 2. Sedimentological column of the ZO-7 borehole. 1 — tuffitic shale, 2 — pelite and anthracite, 3 — sandstone, 4 — conglomerate, 5 — tuff and tuffite, 6 — dolomitic limestone, 7 — dolomitic limestone, argillaceous, 8 — limestone, 9 — dolomite, 10 — rhyodacite and bostonite, 11 — rhyolite, 12 — slump structure, 13 — intraformational breccia, 14 — crossbedding, 15 — dislocation, 16 — direction of graded bedding (fining), 17 — lamination, 18 — flute cast

zvoľne gradačne prechádzajúce do zlepencov a bridlíc. Spodná časť veľkotŕňanského súvrstvia má ešte zlepencovo-arkózovitý charakter, stredná a vrchná časť je drobovo-bridličnatá. Dajú sa tu vyčleniť viaceré sedimentačné cykly, v ktorých sa opakujú rovnaké horninové typy, ale nie každý sedimentačný cyklus začínajúci sa zlepencami alebo arkózami sa končí vývojom uhoľného sloja. Len pri niekoľkých sedimentačných cykloch možno hovoriť o typických cyklotémach v zmysle W. C. Krumbeina a L. L. Slossa (1958) a vyčleniť sedem neúplných cyklotém, v ktorých sa vznikom uhlia a usadenín nadložného ílu cyklotéma skončila. Pritom nasledujúca cyklotéma sa nezačínala vždy zlepencom, ale arkózami alebo drobami. Rovnako nie je zákonitosťou, že by v nadloží sa nachádzajúci čierny kalový dolomitický vápenec tvoril vedúci horizont pre istú cyklotému, pretože plošné rozšírenie takýchto karbonátov je veľmi malé. V stefane A—B sa sedimentačný priestor istým spôsobom rozčlenil na menšie, čiastkové depresie a elevácie, v ktorých cyklotémy vznikajúce bližšie pri pobreží boli bez karbonátov, ale so zlepencom. Cyklotémy, ktoré vznikali ďalej od pobrežia, neobsahujú zlepence, ale karbonáty. V takýchto karbonátoch sa nepodarilo nájsť nijaké organické zvyšky. Uhoľné sloje vzniknuté v stefane A—B nemajú kompaktný, homogénny vývoj, ale ide o množstvo tenkých slojov antracitu mm až cm mocnosti s vrstvičkami uhoľného ílu.



Obr. 3. Sedimentologický profil vrtu ZO-8. Vysvetlivky ako na obr. 2
Fig. 3. Sedimentological column of the ZO-8 borehole. Explanations as in fig. 2



Všeobecné ubúdanie bridlíc a zlepencov smerom do stefanu C—D a pribúdanie rovnomerne zrnitých pieskovcov veľkej mocnosti svedčí o postupnom prechode sedimentácie z fluviálno-jazerného do jazerného prostredia. K podobným výsledkom dospela v paleoekologickej rekonštrukcii E. Planderová et al. (1981) podľa prítomnosti rozdielnych sporomorf v súvrství. Z makrotextúr, ktoré sú charakteristické pre stefan A—B, sú najčastejšie sklzové textúry, krížové zvrstvenia, ojedinelé intraformačné brekcie a čerinové textúry. Laminácia (tab. Id) tohto typu

vývoja je dosť charakteristická, väčšinou sú laminované podložné bridlice, kým nadložné sú bez laminácie.

Presnejšie definovať cyklotémy s uhoľnými slojmi a charakterizovať modálny cyklus pokladáme za predčasné, pretože v oblasti prebiehajú prieskumné práce a až na ich základe bude možno takéto charakteristiky urobiť.

Sedimentačne prostredie patrí do pásma s nízkou energiou vodnej hladiny a do oblasti sedimentácie jemnozrnných sedimentov. Podľa modelu delty R. Suttona a G. R. Romsayerovej (1975) patrí tento typ do oblasti estuária max. vnútornej plošiny delty. Mocnosť produktívneho karbónu je veľmi premenlivá (od 500 do cca 800 m). Charakter vývoja stefanu A—B je znázornený na sedimentologických profiloch vrtu ZO-2a až 6, 8 a 9 (obr. 3, 4, 5). Farba sedimentov je výrazne tmavosivá až čierna.

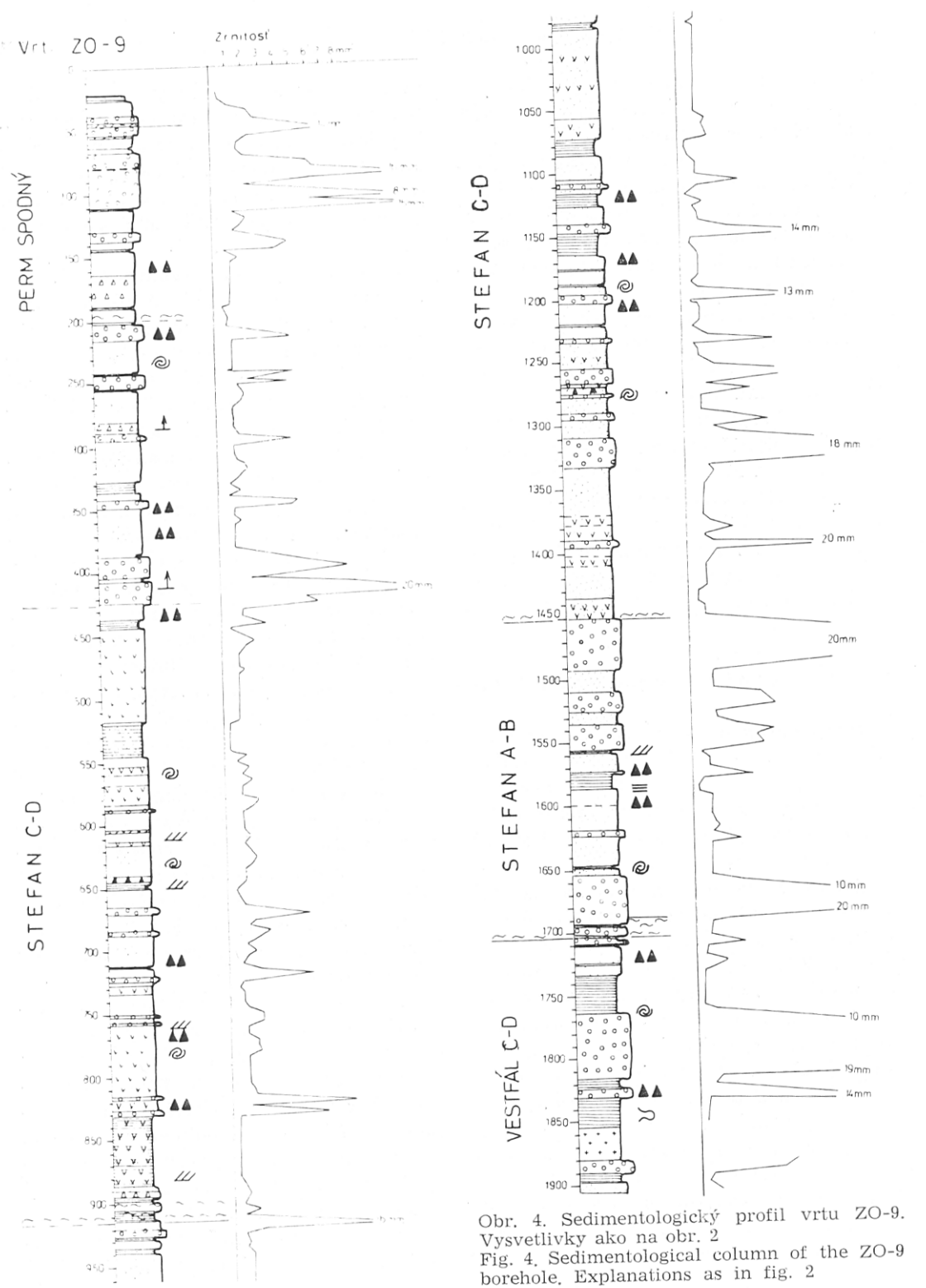
Súvrstvie Šimonovho vrchu (stefan C—D)

Vývoj najvrchnejších častí karbónu bol od predchádzajúcich vývojov v podstate odlišný, pretože sa zmenili sedimentačné podmienky. Zlepence sa v obmedzenom množstve vyskytujú v spodnej a čiastočne vo vrchnej časti súvrstvia. Zastúpenie zlepencových polôh, ich stratifikácia, ako aj zastúpenie pieskovcov a ílovcov sú znázornené v sedimentologických profiloch z vrtu ZO-9 a 8 (obr. 3, 4). Zlepence sú zastúpené v jemných frakciách, najviac v triede od 6 do 20 mm, s prevládajúcou mocnosťou zlepencových polôh do 1 m (obr. 7). Podľa zloženia ide o polymiktné ortozlepence s prevládajúcimi polozaoblenými obliakmi.

Zlepence prechádzajúce do gradačných cyklov sa väčšinou končia laminovanými bridlicami. Prevládajúcim typom horniny sú jemne laminované až kompaktné piesčité bridlice s väčším alebo menším zastúpením vulkanickej zložky pochádzajúcej zo začínajúceho sa ryolitového vulkanizmu. V polohe výrazne prevládajú silne rekryštalizované ignimbrity. V odkryvoch na J od Malej Tŕne možno pozorovať striedanie ignimbritov s polohami tufitických bridlíc.

Vulkanický podiel v sedimentoch rastie smerom do permu, pričom okrem tufov a tufitov možno pozorovať aj polohy 5—15 m mocných ryolitov. Sú to zelenkasté veľmi jemnozrnné slabo premenené kompaktné horniny. Ryolity majú výraznú porfyricko-pilotaxitickú štruktúru s prechodom do granoblasticko-porfyrickej štruktúry, čo je zrejme vplyv rekryštalizácie. Medzi polohami vulkanitov a vulkanosedimentov sú pozorovateľné vrstvy hnedastých dolomitických vápencov malej mocnosti a so značným podielom ílovitej substancie. Tieto karbonáty sa vyskytujú vždy s vulkanitmi vrchného karbónu. Vo vulkanicko-sedimentárnom súvrství sú hojné rastlinné zvyšky vo forme silne prekremenených kmeňov *Dadoxylon*. V ílovito-piesčitom vulkanicko-sedimentárnom súvrství sú veľmi časté polohy s pelosideritovými závalkami, hľuzami a šošovkami. Pelosiderity často sledujú pôvodnú vrstvovitosť. Ide o železité karbonáty — Fe dolomity. Zlepence sa menia podľa zloženia obliakov, vo vrchnej časti pribúda obliakov granitoidov a ubúda obliakov kremeňa. Zastúpenie metamorfitov je približne rovnaké.

Zrnitostné vytriedenie v horninách súvrstvia je veľmi dobré. Išlo o pokojnú sedimentáciu, takže úplne chýbajú rozmyvy a rovnomerne vytriedené polohy ílovito-piesčitých vrstiev dosahujú mocnosť desiatok m (obr. 3, 4). Sedimenty sú jemne laminované, svetlejšie polohy petrograficky tvoria tufity, tmavšie polohy piesčité bridlice až bridlice. Z ďalších makrotextúr sú tu veľmi časté sklzové textúry a ojedinelé infraformačné brekcie (tab. If). Celý

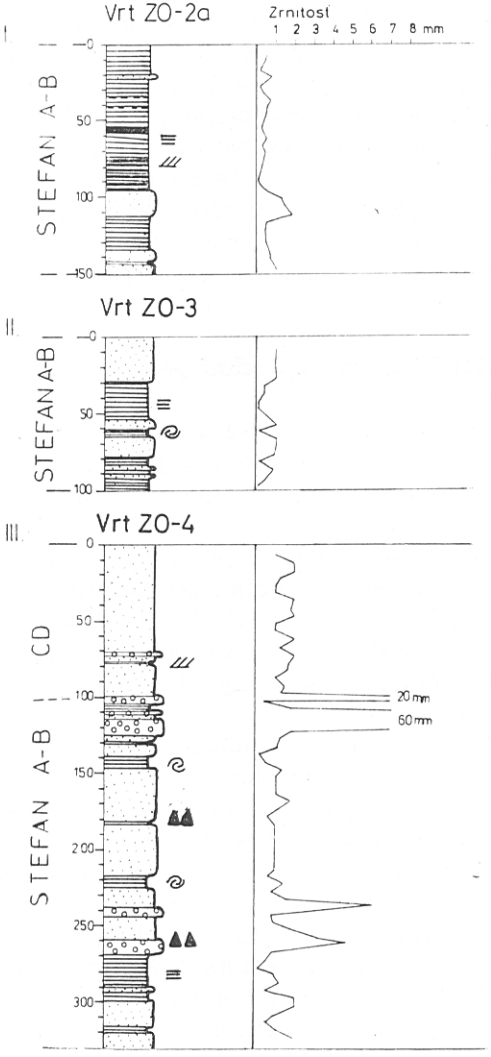


Obr. 4. Sedimentologický profil vrtu ZO-9. Vysvetlivky ako na obr. 2
Fig. 4. Sedimentological column of the ZO-9 borehole. Explanations as in fig. 2

vývoj v stefane C—D svedčí o tom, že ide o limnický — jazerný vývoj. V modeli delty podľa R. Suttona a R. G. Ramsayerovej (1975) na základe makrotextúr a zloženia sedimentov zaraďujeme tento vývoj do vonkajšej až strednej plošiny delty. Mocnosť súvrstvia je cca 700 m. Prevláda svetlosivá, sivozelená až svetlozelená farba.

Kašovské súvrstvie (spodný perm)

Prechod medzi karbónom a permom je veľmi pozvoľný, pribúda zlepencov, ktoré majú slabú prevahu v spodnej časti permu, ale postupne ich ubúda, a rastie zastúpenie piesčitej zložky. Oproti karbónu, ktorý je väčšinou sivý až sivočierny, majú



Obr. 5. Sedimentologický profil vrtu I — ZO-2a, II — ZO-3, III — ZO-4, IV — ZO-5, V — ZO-6. Vysvetlivky ako na obr. 2

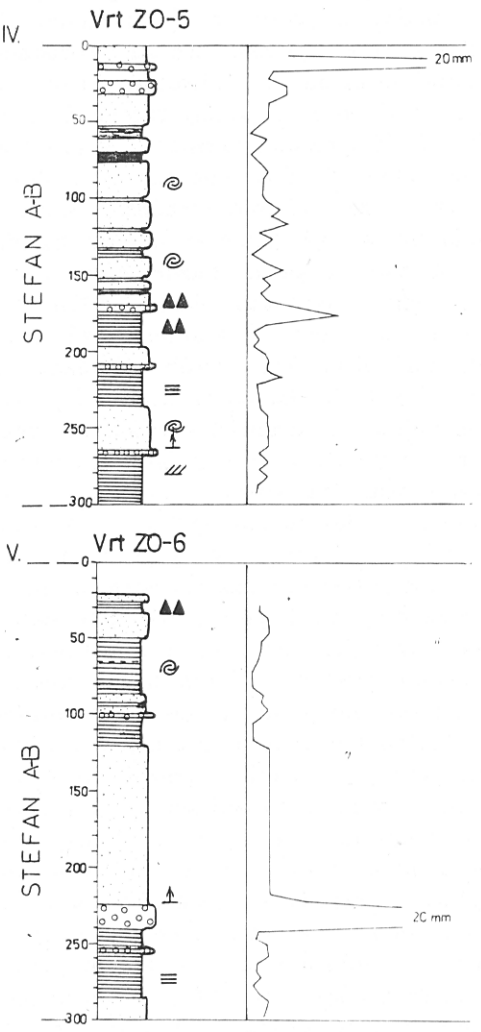


Fig. 5. Sedimentological columns of the I — ZO-a2, II — ZO-3, III — ZO-4, IV — ZO-5 and V — ZO-6 boreholes. Explanations as in fig. 2

sedimenty spodného permu sivozelenú farbu. Aj vulkanity sú v spodnom perme hojne zastúpené, ale zdá sa, že vulkanizmus nemal pri explóziách takú intenzitu, pretože zastúpenie tufov a tufitov v porovnaní s vrchným karbónom je malé, ale častejšie sú ryolity. Zloženie zlepencov je veľmi pestré, najmä na hranici vrchného karbónu a permu možno badať pribúdanie granitoidov a postupne aj kremeňových obliakov (obr. 8). Zlepence sú vytriedené stredne, prevládajú zrnitostné triedy do 6 mm a zlepencové polohy mocné do 1 m (obr. 7). V spodnom perme sú v prevahe polozaoblené až dokonale zaoblené obliaky. Oproti sedimentom karbónu, v ktorom sľuda vo vývoji zákonite sleduje plochu vrstvovitosti, v perme možno konštatovať všesmerné usporiadanie sľudy. Zo sľúd má prevahu muskovit. Charakteristická je aj odlučnosť permských drôb. Výrazná je tzv. hrbolcovitá odlučnosť, ktorá sa prejavuje najmä pri drobách s vysokým obsahom sľudy. Vo vývoji stefanu aj permu možno badať priestorové rozdiely. Dá sa hovoriť o čiastkovom vývoji, v ktorom limnický — jazerný vývoj prechádza do fluviálno-jazerného, nastalo miešanie fácií, pričom v spodnom perme postupne slabol vplyv jazerných fácií a začal sa prechod do fluviálno-jazerného vývoja a vo vrchnej časti spodného permu až do suchozemského fluviálneho vývoja. Rozdielnym vývojom sa dajú vysvetliť výrazné odlišnosti v horninovom zastúpení spodného permu. Okrem opísaných zlepencov sú v spodnom perme hojné slabo piesčité silne sľudnaté bridlice — piesčité bridlice s veľmi rýchlym prechodom do rozličných horninových typov. Z makrotextúr v spodnom perme prevláda gradačné zvrstvenie a veľmi ojedinelé sú intraformačné brekcie (tab. Ih) a laminácia. Gradačné zvrstvenia sú neúplne vyvinuté a ich zrnitostné zloženie sa veľmi rýchlo mení. Mocnosť súvrstvia spodného permu je cca 450 m.

V spodnom perme sa postupne zvyšovala sila energetickej hladiny sedimentačného prostredia, kým vo vrchnej časti spodného permu energetická hladina výrazne poklesla a celá sedimentácia dostala charakter vývoja rozvetveného ústia, resp. až čela delty (v zmysle delenia delty Suttona — Ramsayerovej, 1975). V spodnom perme sa vyskytujú aj ojedinelé polohy hnedastých dolomitických vápencov s veľkým podielom ílovitej substancie. Zrejme vznikali v najpokojnejšom sedimentačnom prostredí spodného permu. Práve po sedimentácii týchto karbonátov nastal vo vývoji sedimentačného prostredia zlom a sedimentácie postupne prešla do fluviálneho vývoja. Neúplný vývoj spodného permu znázorňuje sedimentologický profil z vrtu ZO-10, 9 (obr. 4, 6).

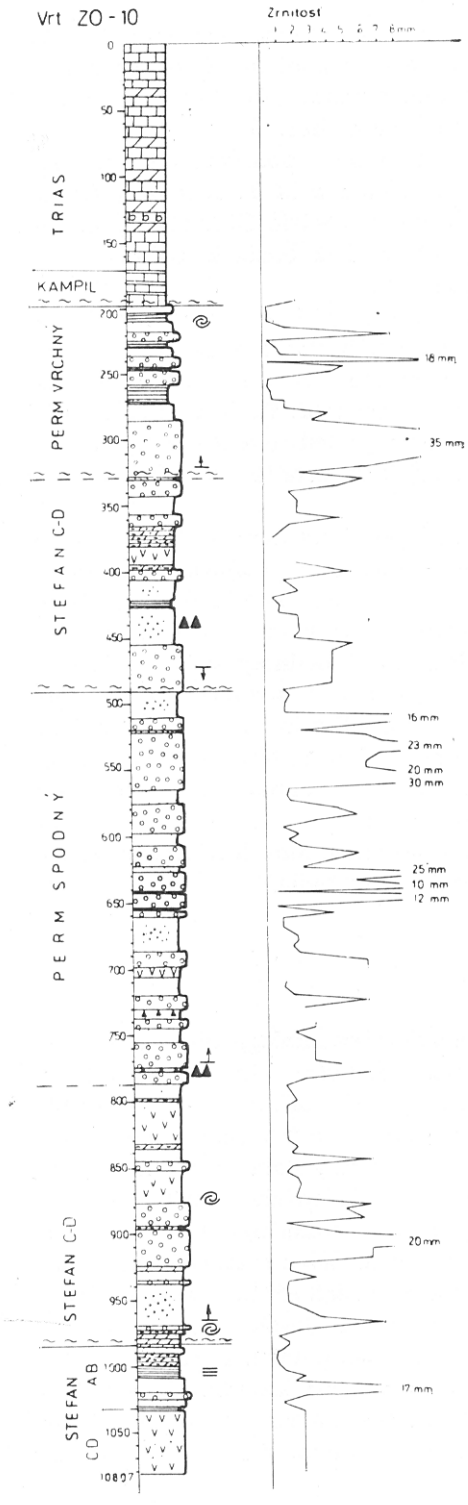
Barské súvrstvie (vrchný perm)

Vo vrchnom perme sú v prevahe zlepencovo-piesčité vývoje s podradným zastúpením ryolitových tufov a bridlíc.

Zlepence sú výrazne polymiktné, netriedené, veľmi slabo opracované. Petrografické zloženie je veľmi pestré, prevládajú obliaky metamorfitov a kremeňa (obr. 8). Granitoidy sú zastúpené slabo, ale granity vytvárajú v zlepencoch 10 až 50 cm veľké obliaky.

Droby a drobové pieskovce sú vo vrchnom perme zastúpené v menšej miere ako v spodnom perme. Droby sú pestré, červenohnedé až sivozelené. V odkryve vrchnopermských zlepencov pri Černochove sme skúmali morfológiu a zaoblenie obliakov (50 obliakov kremeňa a 40 obliakov kryštalických bridlíc). Ich morfológiu charakterizujú tieto údaje: sféricita, plochosť, izometria, tvar a zaoblenie.

Hodnoty sféricity sa určovali metódou W. C. Krumbeina (1941), ktorou sa zároveň zaraďujú obliaky do tvarových tried Th. Zingga (1935). Na porovnanie údajov



sa obliaky zhodnotili aj pomocou maximálnej projekčnej sféricity podľa E. D. Sneeda a R. L. Folka (1958). Tak sa obliaky zaradili do 10 tvarových tried: C — CB — kompaktne čepeľovitý, CE — kompaktne pretiahnutý, P — doskovitý, B — čepeľovitý, E — pretiahnutý, VP — veľmi doskovitý, VB — veľmi čepeľovitý, VE — veľmi pretiahnutý obliak.

Pri určovaní a klasifikácii celého súboru obliakov sme použili hodnotu vymedzenú predchádzajúcimi autormi, tzv. tvarový pomer. Priemerná hodnota maximálne projekčnej sféricity sa stanovila štatisticky. Zaoblenie obliaka sa stanovilo podľa vizuálnej škály W. C. Krumbeina (1941), ako aj pomocou hodnoty ρ určenej pomocou škály C. W. Samesa (1966), ktorý vyčlenil šesť stupňov zaoblenia v percentách. Hodnota (σ) určuje stupeň predĺženosti.

Tvar obliaka sa okrem toho charakterizoval aj indexom plochosti a koeficientom izometrie podľa T. Zingga (1935) a S. G. Sarkisjana a L. T. Klimovej (1955).

Okrem obliakov kremeňa sa z toho istého prostredia podrobne skúmali aj obliaky kryštalických bridlíc. Na porovnanie uvádzame aj vypočítané a namerané hodnoty takýchto obliakov, lebo sa od údajov získaných o obliakoch kremeňa diametrálne odlišujú.

Tvarovú analýzu podľa Th. Zingga (1935) v percentách a s udaním priemernej sféricity a zaoblenia podľa W. C. Krumbeina (1941) ilustruje tab. 1.

Na interpretáciu a zaradenie zlepencového horizontu sme použili výhradne merania z obliakov kremeňa, pretože priemerné údaje (spolu s kryštalickými bridlicami) by boli veľmi skreslené a nehodnoverné.

Z tabuľkovitého spracovania výsledkov

Obr. 6. Sedimentologický profil vrtu ZO-10. Vysvetlivky ako na obr. 2
Fig. 2. Sedimentological column of the ZO-6 borehole. Explanations as in fig. 2

merania obliakov kremeňa vyplýva, že priemerná hodnota sféricity je vysoká a v percentovom zastúpení obliakov prevládajú sférické plochodiskovité a čepeľovito-vretenovité obliaky sú zastúpené minimálne. Podobné výsledky udávajú aj hodnoty tvarovej analýzy podľa E. D. Sneeda a R. L. Folka (1958). Aj pri nej sa najväčšie percento obliakov koncentruje do kompaktných čiže sférických tvarov.

Vyjadrenie tvarovej formy, ktorej hodnota 0,03 je veľmi blízka 0,00, hovorí o tom, že tu prevládajú čepeľovité obliaky. Aj priemerné hodnoty indexu plochosti a izometrie poukazujú na prevahu sférického tvaru obliakov.

Tvarová analýza podľa Th. Zingga

Tab. 1

Charakteristiky	Obliaky kremeňa	Obliaky kryštalic. bridlíc
I. plochodiskovité	42 %	60 %
II. sférické	44 %	7,5 %
III. čepeľovité	4 %	25 %
IV. vretenovité	10 %	7,5 %
Md. sféricity	0,69	0,59
Md. zaoblenia	0,59	0,84
index plochosti	1,73	2,47
koeficient izometrie	1,02	0,94

Tvarová analýza podľa E. D. Sneeda a R. L. Folka (1958)

C	12 %	—
CP	6 %	2 %
CP	26 %	9 %
CE	16 %	—
P	10 %	28 %
B	28 %	33 %
E	2 %	7 %
VP	—	5 %
VB	—	18 %
VE	—	—
Tvarový pomer Fr.	—0,03	—0,31
Md sféricity	0,67	0,58

Podľa štandardného diagramu C. W. Samesa (1966) s použitím hodnoty ρ a σ zaraďujeme skupinu obliakov do fluviálneho prostredia (obr. 9).

Pri porovnaní tabuľkovitých hodnôt S. G. Sarkisjana a L. T. Klimovej (1955) sa koeficient izometrie 1,02, ako aj koeficient plochosti 1,73 blížia k hodnote riečnych obliakov.

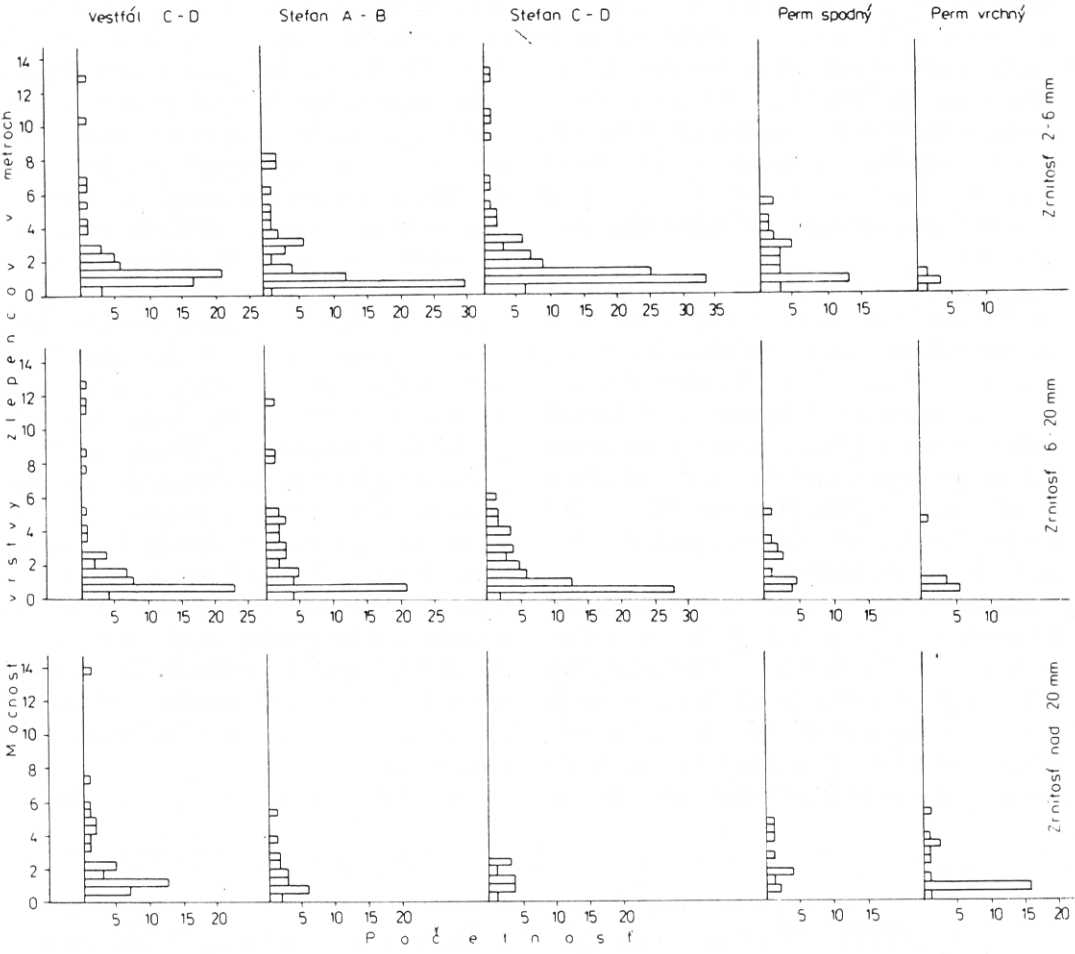
Na diagrame početnosti a mocnosti zlepencových polôh podľa veľkosti tried vo vrchnom perme výrazne prevládajú zlepence nad 2 cm (obr. 7). Nekompletný vývoj vrchného permu je znázornený na sedimentologickom profile vrtu ZO-10 (obr. 6).

Po zhodnotení uvedených faktov zaraďujeme spracovaný materiál vrchného permu do riečnej kontinentálnej fácie s krátkym transportom v strednom toku rieky. Namerané hodnoty svedčia o rýchlom transporte a o sedimentácii vo fluviálnom prostredí z krátkych riek, pričom maximálnu hodnotu sféricity a tvarového pomeru dosahujú obliaky zodpovedajúce strednému toku rieky. Celý vývoj permu patrí do kontinentálne-fluviálneho sedimentačného prostredia.

Zhrnutie

Výsledky sedimentologických prác najmä z vrtov zemplínskeho permokarbónu umožňujú podať faciálnu rekonštrukciu vývoja sedimentácie mladšieho paleozoika.

Sedimentácia sa začala vo vestfáli C—D usádzaním netriedených a polymiktných ortozlepencov v limnickom plytkovodnom prostredí v type delty rozvetveného ústia. Sedimentačný bazén sa nasycoval z horninového komplexu staršieho paleozoika až prekambria. Obliakový materiál je veľmi rôznorodého zloženia a obsahuje celú skupinu hornín charakteristických pre staršie paleozoikum a prekambrium. Dnes je ta-



Obr. 7. Histogram početnosti zrnitostných tried a mocnosti zlepencových polôh v závislosti od stratigrafickej pozície
Fig. 7. Frequency distribution of pebble size classes and thickness of conglomerate layers depending on lithostratigraphic position

kéto podložie známe z oblasti Byšty, a to tak na území SSR, ako aj MLR.

Vrt ZO-8 zachytil v oblasti Zemplínskych vrchov podložie vo vývoji muskovitických metakvarcitov.

Predpokladáme, že v krušnohorskej fáze hercýnskeho zvrásnenia vrchného karbónu nastala tektonická remobilizácia územia, horniny staršie ako vrchný karbón boli denudované a sedimentovali do plytkovodného bazénu vestfálu CD. Zloženie obliakového materiálu permokarbónu v celej škále vývoja ilustruje obr. 8. Zrnitostné triedenie a zastúpenie zlepencových, piesčitých a bridličnatých polôh v stratigrafickom slede permokarbónu dokumentujú sedimentologické profily vrtu ZO-2a až 10 (obr. 2 až 6). Okrem zlepencov postupne pribúda psamitov a pelitov. Na hranici vestfálu a stefanu nastal relatívny tekto-

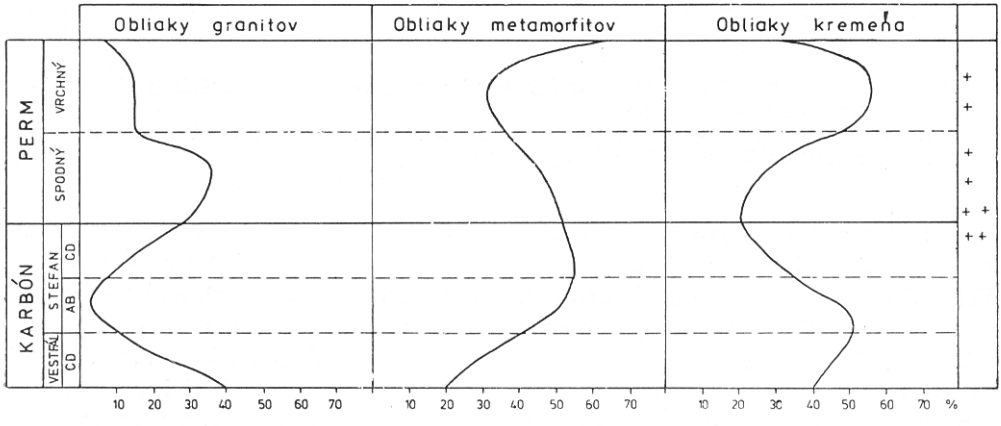
nický pokoj, a to priamo viedlo k vzniku a vývoju plytkovodných jazerných fácií s charakteristickými makrotextúrami. Vyvinulo sa produktívne súvrstvie stefanu A—B, sedimentačný priestor sa sčasti rozdelil na panvičky odlišujúce sa horninovou náplňou, obsahom rastlinných zvyškov a vznikom autochtónnej zuhoľnatenej makroflóry.

Delením sedimentačného priestoru sa dajú vysvetliť aj polohy čiernych ílovitých bridlíc produktívneho karbónu, ktoré neobsahujú uhoľné sloje. Rozličné zloženie dnes nad sebou sa vyskytujúcich cyklotém dokazuje iba relatívny pokoj v sedimentačnom priestore, pretože všeobecné zákonitosti vývoja cyklotém sa porušili, vznikli neúplné cyklotémy, ktorých plošné rozšírenie je nerovnomerné.

Presne odhaliť podmienky sedimentácie produktívneho karbónu je veľmi ťažké, pretože dnešnú pozíciu sedimentárnych súvrství veľmi skreslilo tektonické prepracovanie a znásobenie jednotlivých horninových komplexov. Potvrdzuje sa predpoklad, že mocnosť produktívneho vývoja smerom do tzv. mobilnej zóny sedimentačného priestoru rastie, t. z., že slojov pribúda, ale ich mocnosť sa zmenšuje. Na základe prieskumných prác možno v produktívnom karbóne vyčleniť sedem neúplných cyklotém. Celý vrstvový sled ideálnej cyklotémy má takéto zloženie: začína sa sedimentáciou jemných zlepencov až arkóz, tie postupne prechádzajú do bridlíc, vznikajú uhoľné bridlice spolu s uhoľným slojom, nadložné bridlice, dolomitické vápence a mocný komplex ílovitých bridlíc. Takýto typový vývoj patrí do deltovo-piemontského typu cyklotém (v zmysle Krumbeina — Slossa, 1958).

Medzi sprievodné znaky cyklotém patrí aj krížové zvrstvenie, laminácia (tab. Id) a náznaky čerinových textúr. O močiarnom až lagunárno-močiarnom vývoji stefanu A—B svedčí aj paleoekologické hodnotenie E. Planderovej et al. (1981) podľa rastlín nájdených v horizonte. Vo vrchnom stefane A—B sa sedimentačné podmienky zmenili a zvýšil sa vplyv limnického jazerného vývoja.

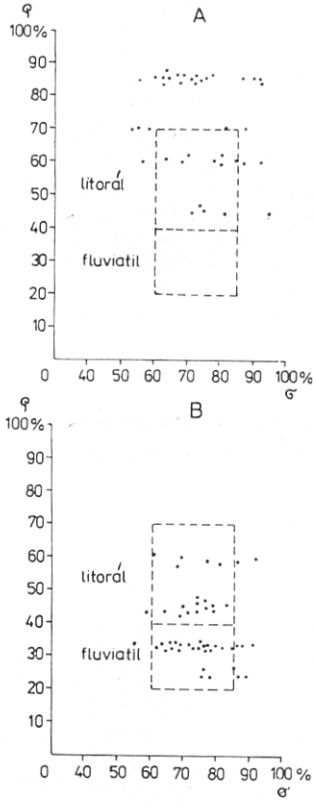
Sedimentácia bola typicky jazerná a vo



Obr. 8. Odraz zmien zdrojových oblastí v sedimentárnej výplni permokarbónu (+ — kyslý vulkanizmus)
Fig. 8. Influences of source area changes on the sedimentary filling of the Upper Permian basin (+ — acid volcanite)

vrchnom stefane vznikli mocné rovnomerne zrnité piesčité horniny bez zlepencových polôh.

Vo vrchnom stefane sa uplatnili prvé prejavy vulkanizmu a ich produktom boli masy ignimbritov, ryolitových tufov a tu-



Obr. 9. Štandardný diagram v zmysle C. W. Samesa (1966). A — obliaky kryštalických bridlíc, B — obliaky kremeňa
Fig. 9. Standard plot according to Sames (1966). A — pebbles of crystalline rocks, B — pebbles of quartz

fitov. Jazerno-limnické sedimentačné prostredie potvrdzujú aj polohy dolomitických vápencov zachytené vo vrte ZO-10 (obr. 6).

Sedimentácia pokračovala z karbónu do permu bez prerušenia, postupne slabol vplyv jazerného prostredia, aktivizoval sa vulkanizmus, pribudlo piesčitých polôh a na hranici spodného a vrchného permu sa objavili kontinentálne fluviálne fácie s veľmi pestrými vývojmi v horninovej náplni aj vo farbe sedimentov. Vo vrchnej časti spodného permu sa skončil samostatný makrocyklus, ktorý možno charakterizovať ako neskorú limnickú molasu. Vo vrchnom perme sa začal samostatný kontinentálny fluviálny vývoj a pravdepodobne trval až do spodného triasu. Vrchný perm má charakteristické znaky kontinentálneho vývoja a náznaky vulkanizmu permských ryolitov. Dôkazom kontinentálneho fluviálneho vývoja sú aj výsledky výskumu podľa štandardného diagramu C. W. Samesa (obr. 9). Z opisovaného vývoja vychodí, že sa sedimentácia mladšieho paleozoika začala vo vrchnom vestfáli s deltovo príbrežným vývojom, ktorý postupne prešiel do deltového jazerno-močiarneho vývoja a neskôr vo vrchnom perme do kontinentálneho — fluviálneho vývoja.

Podľa zloženia a opracovanosti obliakov vývojových stupňov a súvrství transport materiálu do limnickej mladopaleozoickej panvy pravdepodobne prebiehal od Z na V a os sedimentačnej panvy mala smer S—J. Tieto smery boli súčasné, ale tým sa netvrdí, že sa pôvodná os sedimentačnej panvy v priebehu alpínskeho vývoja, resp. posledných fáz hercýnskeho vývoja, nemohla z pôvodného smeru vychýliť.

Paleomagnetické merania z tejto oblasti ešte nie sú.

Recenzovala A. Vozárová

LITERATÚRA

Bouček, B. — Přibyl, A. 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohoří na východním Slovensku. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 52, s. 173—222.*

Grecula, P. — Együd, K. 1977: Pozícia

zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia slov. 9, s. 449—462.*

Grecula, P. — Együd, K. 1982: Litostratigraphic collumn of the Zemplínske vrchy Mts., Geotraverse C. *Newsletter, 4 (v tlači).*

Hodermarský, J. — Fabian, M. 1981: Petrografická charakteristika valúnov zlepencov mladšieho paleozoika zemplínskeho ostrova. *In: Grecula, P. — Együd, K. 1981. Zemplínsky ostrov. VP. Záverečná správa. Manuskript GP Spiš. N. Ves.*

Krumbein, W. C. 1941: Measurements and geological signification of shape and roudness of sedimentary particles. *J. sed. Petrology, 11, pp. 64—72.*

Krumbein, W. C. — Sloss, L. L. 1958: Stratigraphy and Sedimentation. *San Francisko, California, pp. 8—475.*

Planderová, E. — Sitár, V. — Grecula, P. — Együd, K. 1981: Biostratigrafické zhodnotenie grafitických bridlíc zemplínskeho ostrova. *Mineralia slov., 13, s. 97—128.*

Sames, C. W. 1966: Morphometric data of some peoble associations and their application to ancient deposits. *J. sed. Petrology, 36, pp. 126—142.*

Sarkisjan, S. G. — Klimová, L. T. 1955: Orientirovka galek i metody ich izučenija dľa paleogeografičeskich postrojenij. *Moskva, Izd. AN SSR.*

Sneed, E. D. — Folk, R. L. 1958: Pebbles in the lower Colorado river, Texas: a study in perticle morphogenesis. *J. Geol. (Chicago), 66, pp. 114—150.*

Sutton, R. G. — Ramsayer, G. R. 1975: Association of lithologies and sedimentary structures in marine deltaice paleocanvironments. *J. sed. Petrology, 45, pp. 799—807.*

Vozárová, A. — Vozár, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 64, s. 81—97.*

Zingg, Th. 1935: Beitrag zur Schotteranalyse. *Schveiz. mineral. petrogr. Mitt., 15, S. 39—140.*

Sedimentology of Upper Paleozoic strata in the Zemplínske vrchy Mts. (SE Slovakia)

KAROL EGYÜD

Results of sedimentological investigations realized mainly using continuous core sampling from drillings of Upper Paleozoic lithologies in the Zemplínske vrchy Mts. allow the reconstruction of facial development during this epoch.

The lithostratigraphic sequence commences with unsorted polymict orthoconglomerate deposited into shallow limnic environment of a delta distributary mouth during the Westphalian C-D. The sedimentary basin was filled by the detritus derived from a Lower Paleozoic to Precambrian source area. The pebble material is of highly variegated composition containing a whole group of rocks characteristic for Lower Paleozoic to Precambrian units the last known from NE Hungary. Similar rocks crop out near Byšta along the Czechoslovak-Hungarian frontier.

The basement to the Upper Paleozoic development has been uncovered by the ZO-8 borehole in the Zemplínske vrchy Mts. (muscovite metaquartzite).

It is supposed that, during the Upper Carboniferous, the area became remobilized tectonically by the Erzgebirg phase of the Variscan folding. Tectonic movements enforced the denudation of older rock complexes and sediments derived into shallow limnic basin of the Westphalian C-D. The composition of the pebble material for the entire Upper Paleozoic sedimentation is in fig. 8. The mechanical texture of the sediments and the amount of conglomerate, psammite and pelite layers in the lithostratigraphic sequence are shown in sedimentological columns of boreholes (figs. 2 to 6). Besides decreasing amount of conglomerate layers, the share of psammite and pelite layers increases upwards. At the Westphalian/Stephanian boundary a relative tectonic stillstand resulted in the development of a shallow limnic facies represented by characteristic macrostructures. During this period, the "productive" layers of the Ste-

phanian A-B developed. Later on, the original unitary sedimentary basin disintegrated into partial sedimentary environments differing by filling, plant remnants and also by the origin of the autochtonous coalified macroflora. Such dissection of the original unitary sedimentary basin explains also the presence of black argillaceous shale layers in the "productive" Carboniferous layers that do not contain coal seams. The different composition of single cyclothemes occurring in mutual superposition is a proof for the relative stagnation of sedimentation caused by the absence of tectonic movements in the source area. These conditions disturbed the former general conditions for the development of unitary cyclothemes and, instead, incomplete cyclothemes of small areal extent originated.

An accurate appreciation of sedimentary conditions during the "productive" Carboniferous is strongly hindered by the recently apparent strong teconic disturbance resetting the original sedimentary relations between single sedimentary bodies. The increase of thickness of the entire "productive" development towards the so called mobile belt of the sedimentation area is proved together with the increasing number of coal seams at the expense of their thickness. Seven incomplete cyclothemes may be distinguished in the "productive" Carboniferous beds according to drill-hole data. The entire sequence of an ideal cyclotheme has the following composition.

A fine conglomerate to arcose is typical for the beginning of sedimentation. This psammite passes upwards into shale. Coal seams originate together with coal shales whereas upwards the overlying shale, dolomitic limestone and a huge complex of argillaceous shale occurs. This typical sequence characterizes a deltaic to piedmont type of cyclothemes according to Krumbein — Sloss (1958).

Cross bedding and lamination represent concomitant symptoms of cyclothemes (plate I/d) together with the indication of ripple marks. Also the paleoecological evaluation by Planderová et al. (1981) based on plant association found in this horizon proves a swamp to lagoonal-and-swamp environment for the Stephanian A-B beds. The sedimentary conditions changed but during the Upper Stephanian A-B with an increasing influence of the limnic environment.

Then the sedimentation was typically lacustrine and, during the Upper Stephanian, thick even-grained sandstone deposited being devoid of conglomerate intercalations. The first appearance of volcanite in the sequence is represented by huge masses of ignimbritic rhyolite tuff and tuffite during the Upper Stephanian. The lacustrine sedimentary environment is proved also by the appearance of dolomitic limestone layers present in the ZO-10 borehole (fig. 6).

The sedimentation continued without interruption from the Carboniferous into the Permian. The influence of lacustrine environment ceased gradually due to the increased volcanic activity. The transition into continental conditions is indicated by the increased amount of psefitic beds. At the Lower/Permian boundary the continental fluviatile environment prevailed with variegated rock composition and colours. In the upper part of the Lower Permian sequence this independent macrocycle accomplished which may be characterized as a late limnic molasse. An independent continental fluviatile development originated during the Upper Permian and persisted till to the Lower Triassic. Upper Permian beds hold characteristic signs of continental sedimentation with only subordinated influence of acid volcanic activity. The continental fluviatile environment is proved by the Somes' (1966) standard plot as well (fig. 9).

Accordingly, the sedimentation of the entire Upper Paleozoic development starts in the Upper Westphalian by a deltaic to near-shore environment changing into a deltaic-limnic-swamp environment. Later, during the Upper Permian, a continental fluviatile environment is characteristic for the sedimentation.

The transport direction into the limnic Upper Paleozoic basin was, according to the composition and roundness of pebbles in single stages of development, probably from the west to the east. That means a N—S axis of the sedimentary basin. These recent directions, however, do not exclude the subsequent tectonic phases as paleomagnetic data are, up to present, lacking.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Seminár Vplyv geologického prostredia na vývoj zrudnenia

V dňoch 10. 5.—12. 5. 1982 sa v Dome ROH v Bratislave konal celoštátny seminár na tému Vplyv geologického prostredia na vývoj zrudnenia. Seminár usporiadal Geologický ústav D. Štúra v Bratislave s aktívnou účasťou jeho pobočky Vedeckotechnickej spoločnosti pod patronátom Slovenskej geologickej spoločnosti.

Zrudnenie je proces, pri ktorom treba často hodnotiť podiel aktívnej účasti prostredia na jeho látkovom vývoji a forme vystupovania. Zanedbanie takéhoto hodnotenia má často za následok, že sa prejavy predmetného vplyvu pripisujú iným faktorom, čo sa spravidla negatívne odráža v koncepciách metalogenézy a v celkovom ložiskovom hodnotení ložísk alebo oblastí. Cieľom seminára bola výmena náhľadov a odovzdávanie skúseností pracovníkov, ktorí z riešenia spomenutého problému už majú vlastné skúsenosti.

Úvodný referát, ktorý pripravil prof. RNDr. Z. Pouba, DrSc., z Prírodovedeckej fakulty Univerzity Karlovej, doc. RNDr. M. Štemprok, CSc., z Ústredného ústavu geologického v Prahe, prof. RNDr. C. Varček, CSc., z Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave, a RNDr. J. Gubač, CSc., z usporiadateľskej organizácie Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave, poskytol predstavu o celkovom obsahu a rozsahu problému a zároveň naznačil aj možnosti jeho spracovania. Zdôraznilo sa v ňom, že pod „geologickým prostredím" treba chápať všetky zložky mineralogického a chemického zloženia, ako aj ostatné vlastnosti litologickej povahy hornín, útvarov a formácií, prítomnosť a látkové zloženie pórových a puklinových vôd, celkový hydrodynamický režim, slovom všetky faktory, ktoré mohli vývoj zrudnenia nejakým spôsobom ovplyvniť. Konkrétnymi prejavmi tohto vplyvu sa zaoberalo 31 referátov, a to od autorov zo škôl, vedeckých, prieskumných a ťažobných organizácií z celej našej vlasti. Dobrú úroveň referátov doplnila diskusia, žiaľ, s trochu menším počtom panelov, ako sa pôvodne počítalo. Zborník referátov zo seminára v krátkom čase vydá Geologický ústav D. Štúra v edícii Konferencie, sympóziá, semináre. Usporiadateľská organizácia chce aj týmto spôsobom podporiť aktualizáciu charakterizovaného ložiskového problému medzi širokou geologickou verejnosťou.

O tom, že prerokúvané problémy sú pri prognóznom zabezpečovaní rúd veľmi naliehavé, sa mohli presvedčiť najmä účastníci exkurzie, ktorá na seminár nadväzovala. Exkurzanti zavítali na ložisko Mária v Rožňave, žilu Droždiak v Rudňanoch, do oblasti Jasenskej-Kyslej v Nízkych Tatrách a do Banskej Štiavnice. Kvalifikované výklady Ing. A. Abonyiho, dr. J. Mihalová, dr. M. Petrů, dr. V. Konečného a Ing. J. Buriana o konkrétnych prejavoch vplyvu geologického prostredia na spomenutých lokalitách utvrdili účastníkov exkurzie o veľkom význame prerokúvaných otázok.

Želania z príhovorov pri otvorení seminára (riaditeľ Geologického ústavu D. Štúra RNDr. J. Gašparík, CSc., RNDr. O. Samuel, DrSc., Slovenská geologická spoločnosť, prof. RNDr. Zd. Pouba, DrSc., Československá geologická spoločnosť, a akademik B. Cambel, DrSc., geochemická skupina Slovenskej geologickej spoločnosti a Geologický ústav SAV) sa splnili. O tom, že sa ciele seminára dosiahli, hovoril v záverečnom slove aj námestník riaditeľa GÚDŠ RNDr. P. Reichwalder, CSc., predseda organizačného výboru.

Napokon chceme ešte raz poďakovať všetkým, čo sa akýmkoľvek spôsobom zúčastnili na seminári alebo na exkurzii, a tak prispeli k úspešnému priebehu veľmi užitočnej akcie.

Jozef Gubač

Mineralia slov.
14 *(1982), 403—420*

Minerálne zloženie a genéza ložísk ílových surovín na juhozápadnom okraji Kremnických vrchov

IVAN KRAUS*, EVA ŠAMAJOVÁ**, JÁN ZUBEREC***

* Katedra nerastných surovín PFUK, Žižkova 2, 811 02 Bratislava
** Geologický ústav PFUK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava
*** Geologický prieskum, n. p., 974 01 Banská Bystrica

(8 obr. a 6 tab. v texte)

Doručené 12. 1. 1982

Минералогический состав и происхождение месторождений глин на ЮЗ окраине Кремницких гор

В этом районе в результате изменения риолитов и риолитовых туфов верхнесарматского и панонского возраста образовались и были установлены четыре минералогические ассоциации: 1. монтморилонитовая ± каолинит и кристобалит. 2. каолинитовая ± монтмориллонит, галлоизит и кристобалит. 3. смешанная иллито-монтмориллонитовыми минералами ± каолинит и кварц. 4. цеолитовая представлена морденитом и клиноптилолитом ± каолинит, монтморилонит и кристобалит. В течении возникновения монтмориллонитовой и каолинитовой минеральных ассоциаций происходит комбинация эндогенных и эксогенных процессов, причём экономически интересными месторождениями бентонитов являются те, которые возникли действием эксо генных процессов. Минерал со смешаносложной структурой иллит — монтмориллонит возникает вероятно трансформацией монтмориллонита действием гидротермальных растворов в процессе K метасоматоза. Распределение минералньных ассоциаций имеет зональный характер от севера к югу.

Mineral composition and genesis of clay raw materials on SW periphery of Kremnické vrchy Mts.

In the area of altered Upper Sarmatian-Pannonian rhyolites and rhyolite tuffs, four mineral assemblages were distinguished: 1. montmorillonite ± kaolinite and cristobalite; 2. kaolinite ± montmorillonite, halloysite and cristobalite; 3. mixed-layer mineral illite-montmorillonite ± kaolinite and quartz; 4. zeolite assemblage comprising mordenite and clinoptilolite ± kaolinite, montmorillonite and cristobalite. The montmorillonite and kaolinite assemblages formed in the course of combined endogenous and exogenous processes but economically interesting bentonite deposits formed under the influence of exogenous factors. The mineral with mixed-layer structure illite-montmorillonite resulted most likely from transformation of montmorillonite under the influence of hydrothermal solutions in the process of K-metasomatosis. Distribution of mineral assemblages show a tendency to zonation from the north to the south.

Výskum minerálneho zloženia a genézy ložísk ílových surovín viažúcich sa na premenu produktov ryolitového vulkanizmu na juhozápadnom okraji Kremnických vrchov potvrdil mineralogickú pestrosť a zložitosť podmienok ich vzniku. Do popredia vystúpila dôležitosť presne ich identifikovať podľa charakteru materských hornín, ako aj distribúcie premien v priestore a v čase. Získané výsledky sa stali východiskom predloženej klasifikácie surovín viažúcich sa na premenu produktov ryolitového vulkanizmu (tab. 1), ako aj na zostavenie mapy ílových surovín a zeolitov juhozápadného okraja Kremnických vrchov (obr. 1).

Takto koncipované bádanie významnou mierou pomohlo objaviť íl so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit v ložisku Dolná Ves, ktoré sa overuje v etape predbežného prieskumu, a poukázalo na existenciu kaolinizovaných ryolitov, ale najmä zeolitových tufov s prevahou mordenitu, ktorých aplikáciou sa v súčasnosti zaoberajú viaceré výskumné pracoviská ČSR a SSR. Zároveň jednoznačne potvrdilo, že množstvo surovinových typov viažúcich sa na premenu produktov ryolitového vulkanizmu na takom malom priestore a ich značný národohospodársky význam dovoľujú pokladať juhozápadný okraj Kremnických vrchov za jednu z najperspektívnejších oblastí nerudných surovín v Západných Karpatoch.

Poznámky ku geologickej stavbe a tektonike

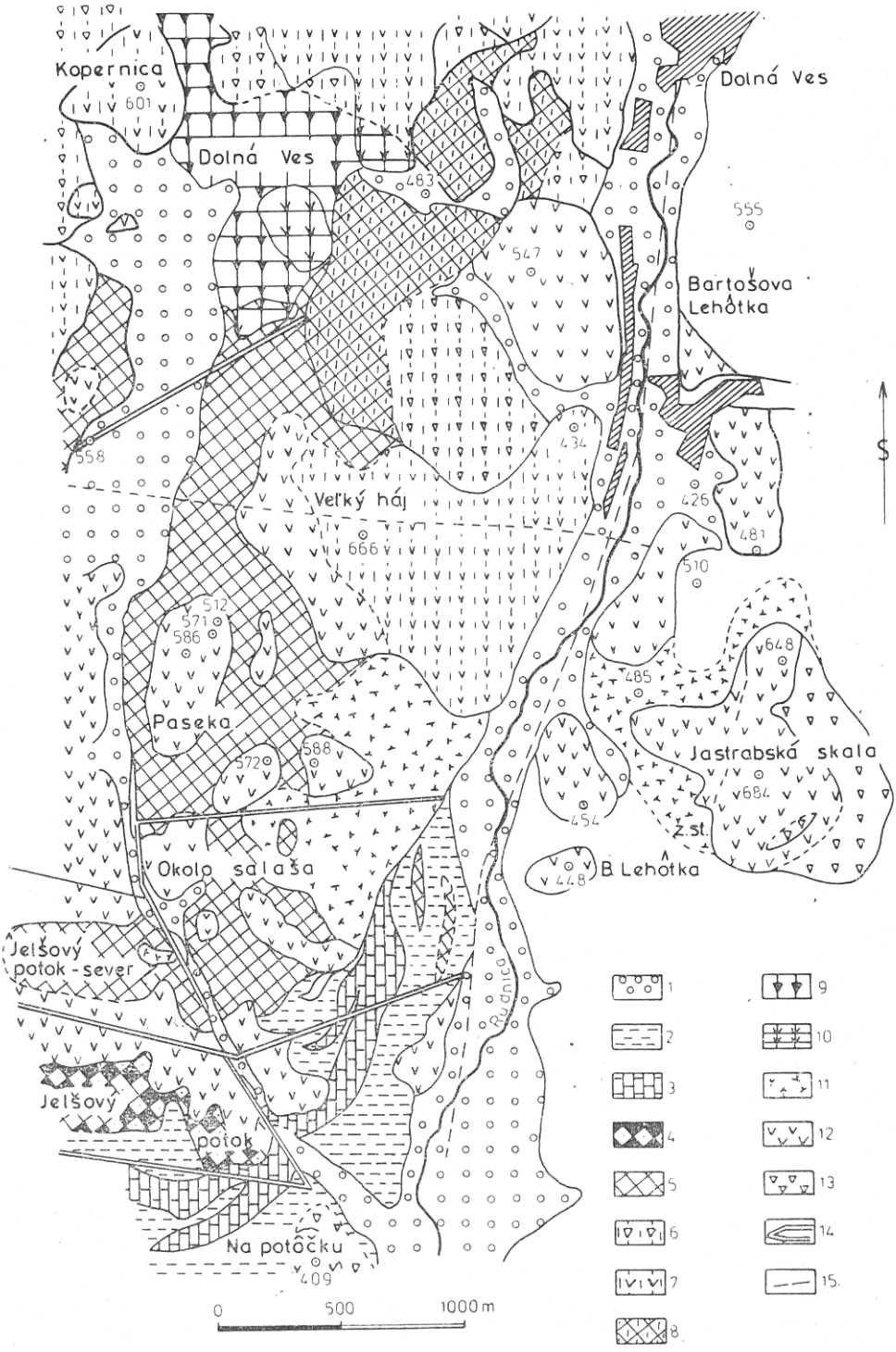
Študovaná oblasť je pásmom približne smeru S—J na južnej periférii kremnického žilného systému západne od potoka Rudnica medzi Dolnou Vsou na S a Starou Kremničkou na J. Rozsahom sa približne zhoduje s geologickoprieskumnými prácami na lokalite Podháj, Na kotlišti, Jelšový potok, Jelšový potok-sever, Okolo salaša, Paseka — Veľký háj a Dolná Ves, na ktorých sa zistili rozličné typy ílových surovín a limnokvarcity (Zuberec — Sýkora, 1980). V oblasti na V od Rudnice sa sústredila pozornosť iba do okolia kóty Jastrabská skala, v ktorej sa zistili polohy zeolitových tufov (Šamajová, 1979).

J. Forgáč et al. (1978) zaradili produkty ryolitového vulkanizmu sledovanej oblasti do tzv. štvrtého vývojového obdobia vrch-

▶

Obr. 1. Mapa ílových surovín a zeolitov na JZ okraji Kremnických vrchov zostavená do podkladu geologickej mapy 1 : 5000 J. Zuberca (in Zuberec — Sýkora, 1980). 1 — sutina a štrk, 2 — íl a tufit, 3 — limnokvarcit, 4 — monominerálny bentonit, 5 — bentonit s prímesou kaolinitu a cristobalitu, 6 — kaolinizovaný tuf, 7 — kaolinizovaný ryolit, 8 — kaolinitovo-montmorillonitový íl, 9 — íl so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit viažúci sa na premenu ryolitového tufu, 10 — íl so zmiešanou vrstvou štruktúrou illit — montmorillonit viažúci sa na premenu ryolitu, 11 — zeolitový tuf, 12 — nepremenený felzitický ryolit, 13 — nepremenený ryolitový tuf, 14 — obmedzenie ložiskových oblastí, 15 — predpokladaná zlomová línia

Fig. 1. Map of clay raw materials and zeolites on the SW periphery of the Kremnické vrchy Mts., compiled on the basis of the geological map S = 1 : 5000 by Zuberec (in Zuberec — Sýkora, 1980). 1 — debris and gravel, 2 — clay and tuffite, 3 — limnoquartzite, 4 — monomineral bentonite, 5 — bentonite with admixture of kaolinite and cristobalite, 6 — kaolinized tuff, 7 — kaolinized rhyolite, 8 — kaolinite-montmorillonite clay, 9 — clay with mixed-layer mineral illite — montmorillonite associated with alteration of rhyolite tuff, 10 — clay with mixed-layer mineral illite — montomorillonite associated with the alteration of rhyolite, 11 — zeolite tuff, 12 — unaltered felsitic rhyolite, 13 — unaltered rhyolite tuff, 14 — boundaries of deposit areas, 15 — presumable fault line


Kopernica
601
Dolná Ves
483
Dolná Ves
555
547
Bartošova Lehôtka
S
558
434
426
481
Veľký háj
666
510
512
571
586
Paseka
572
588
648
485
Jastrabská skala
684
454
Z.st.
B. Lehôtka
448
Okolo salaša
Jelšový potok - sever
Rudnica
Jelšový potok
Na potôčku
409
0
500
1000 m
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15.

nosarmatského až panónskeho veku, ale ryolity a ich vulkanoklastiká podrobnejšie nediferencovali. J. Lexa (1971) vyšiel z predstavy, že sa ryolitové telesá, predovšetkým extrúzie vyznačujú primárnou zonálnosťou, čo sa potvrdilo aj pri výskume perlitov (Lajčáková, 1980). Naproti tomu J. Zuberec — J. Sýkora (l. c.) v istej časovej postupnosti vyčlenili najprv červené felzitické ryolity, ktoré nepostihli premeny vedúce k vzniku ílových minerálov, a potom biele mikrogranitické ryolity, spravidla postihnuté premenami rozličného typu.

Naše bádanie potvrdilo existenciu dvoch variet ryolitov s odlišným stupňom premeny na ílové minerály. Jednou je ryolit s mikrosferolitickým, felzosferolitickým, resp. felzitickým vývojom základnej hmoty. Sférolity sú primárne a sú zo zmesi živcov, kremeňa, cristobalitu a tridymitu. V dutinách vystupuje chalcedón a opál. Porfyrické výrastlice nepresahujú 10 % z objemu horniny. Patrí medzi ne magmaticky korodovaný kremeň, K-živce, hlavne sanidín a plagioklasy. Felzitické ryolity sa často vyznačujú červeným sfarbením a nie sú postihnuté intenzívnejšou premenou na ílové minerály.

Druhou je ryolit s mikrogranitickou štruktúrou a niekedy s pórovitou alebo fluidálnou textúrou. Výrastlice sú zastúpené o niečo lepšie ako v predchádzajúcom type. Najviac je živcov, z ktorých plagioklasy sú intenzívne premenené na ílové minerály. K-živce sú zvyčajne čerstvé a najčastejšie ide o sanidín. V niektorých prípadoch sa dá potvrdiť adulár. Tento typ ryolitov je súčasne intenzívne silicifikovaný žilkami kremeňa hydrotermálneho pôvodu, nie formou primárnych sférolitov.

Rozdielny stupeň premeny opisovaných ryolitov súvisí s ich odlišnou primárnou štruktúrou a výsledkom toho je rozličný obsah plagioklasov a vulkanického skla. Nedostatočné odkrytie väčšiny ryolitových telies, ako aj malý počet vrtov vyhĺbených priamo v ryolitoch nedovoľujú zaujať jednoznačné stanovisko k vyčleneniu dvoch samostatných fáz ryolitov v zmysle koncepcie J. Zuberca — J. Sýkoru (l. c.). Na druhej strane je nesporné, že tieto dve variety majú v sledovanej oblasti veľký význam pre prospekciu nerudných surovín viažúcich sa na premenu produktov ryolitového vulkanizmu.

Vplyv tektoniky na priebeh vulkanickej činnosti sa v súčasnej etape výskumu všeobecne uznáva (Konečný et al., 1978). V študovanom území predpokladáme existenciu systému paralelných zlomov približne smeru S—J. Z nich je najlepšie doložený zlom prebiehajúci údolím Rudnice od Bartošovej Lehôtky po severný okraj Starej Kremničky. Jeho priebeh možno stanoviť podľa geofyzikálnych aj geologických kritérií (Forgáč et al., l. c.).

Je pravdepodobné, že pozdĺž tohto zlomu územie západne od Rudnice v úseku medzi Dolnou Vsou a Starou Kremničkou pokleslo približne o 150 m (Lexa — osobná informácia). Táto oblasť je tektonicky exponovaným pásmom v približnej smernej dĺžke 7,5 km a koncentrujú sa v nej skúmané produkty premeny ryolitového vulkanizmu. Jeho najvýraznejším prejavom je oblasť intenzívnej hydrotermálnej silicifikácie na lokalite Čertov vrch a už v minulosti známe prejavy antimonitovej mineralizácie pri Bartošovej Lehôtke, ktoré v súčasnosti potvrdil D. Peterec (1980).

Osobitný význam pripisujeme limnokvarcitovým telesám približne smeru S—J, ktoré v súlade s F. Fialom (1961) možno pokladať za produkty chemogénnej sedimentácie termálnych prameňov. Z uvedeného je zrejmé, že práve lokalizácia intenzívnych premien vo vymedzenej zóne indikuje hydrotermálnu aktivitu na južnej perifériі kremnického Au—Sb ložiska v záverečnej fáze ryolitového vulkanizmu.

Minerálne zloženie premenených produktov ryolitového vulkanizmu

Podrobným mineralogickým štúdiom opierajúcim sa o rtg analýzu viac ako 500 vzoriek odobraných hlavne z vrtných jadier sa pri premene produktov ryolitového vulkanizmu vyčlenili štyri minerálne asociácie: 1. montmorillonitová ± kaolinit a cristobalit; 2. kaolinitová ± montmorillonit, halloyzit a cristobalit; 3. minerály so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit ± kaolinit a kremeň; 4. zeolitová, ktorú tvorí mordenit a klinoptilolit ± kaolinit, montmorillonit a cristobalit.

Prehľad minerálnych asociácií a technologicko-surovinových typov na JZ okraji Kremnických vrchov

Survey of mineral assemblages and technological-raw material types on SW periphery of Kremnické vrchy Mts.

Tab. 1

Minerálna asociácia	Technologicko-surovinový typ
Montmorillonitová ± kaolinit a cristobalit	monominerálny bentonit
Kaolinitová ± montmorillonit, halloyzit a cristobalit	bentonit s prímesou kaolinitu a cristobalitu
Kaolinitová a montmorillonitová ± cristobalit, kremeň a živec	montmorillonitizovaný ryolit
Minerálu so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit	kaolín
	kaolinizovaný ryolit
	kaolinit-montmorillonitové íly
	íl s minerálom so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit
Zeolitová z klinoptilolitu a mordenitu ± kaolinit, montmorillonit a cristobalit	zeolitové tufy

Veľký vplyv na distribúciu, genézu a technologické vlastnosti vyčlenených minerálnych asociácií má petrografické zloženie materských hornín. V študovanej oblasti sa už dávnejšie potvrdzuje poznatok, že vulkanoklastiká sú v porovnaní s ryolitmi premenené v omnoho väčšom rozsahu, ale hlavne intenzite. Z ložiskovo prospekčného hľadiska má zásadný význam, že sa existencia štyroch minerálnych asociácií odráža v akumulácii všetkých tu doteraz zistených surovinových typov, ako aj v ich osobitných technologických vlastnostiach. (Tab. 1).

Monominerálny bentonit

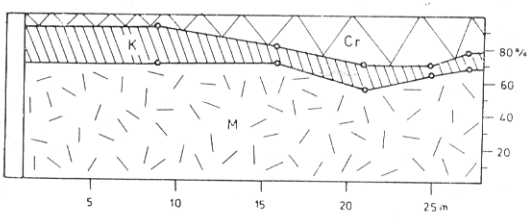
Patrí sem bentonit, ktorý má z ílových minerálov zastúpený len montmorillonit a neobsahuje cristobalit. V študovanej oblasti má zatiaľ ako jediný praktický význam. Ťaží sa z ložiska Jelšový potok, kde vznikol premenou ryolitových tufov s vitroklastickou, resp. vitro-litoklastickou štruktúrou. Z geologického, mineralogického, ložiskového a technologického hľadiska je o ňom najviac poznatkov (Slávik et al., 1971, Očenáš — Zuberec, 1972, Čičel et al., 1974, Kraus — Zuberec, 1976, Kraus et al., 1979 a i.).

Najväčšiu pozornosť sme venovali distribúcii monominerálneho bentonitu. Potvrdilo sa, že doteraz jediným predstaviteľom bilančného významu v celej skúmanej oblasti je ložisko Jelšový potok. Aj keď sa monominerálny bentonit zistil aj v istej časti vrtných jadier z Podhája, Jel-

šového potoka-sever a Okolo salaša, malý rozsah ani v jednom prípade nedovolil vyčleniť samostatný blok vhodný na výpočet zásob. Túto okolnosť treba brať do úvahy pri zámeroch dotýkajúcich sa jeho využívania v rozličných priemyselných odvetviach, ako aj pri investíciách na jeho úpravu.

Bentonit s prímesou kaolinitu a cristobalitu

Vznikol premenou ryolitového tufu s vitroklastickou štruktúrou. Obsah kaolinitu stanovený semikvantitatívnou rtg analýzou neprevyšuje 30—35 % a cristobalitu 15—20 %, zriedkavejšie 25 % (obr. 2). Príslušné koeficienty úmernosti na stanovenie množstva ílových minerálov a cristobalitu sú odvodené empiricky použitím vonkajšieho štandardu v zmysle L. G. Schultza (1964) a C. Craciuna (1976). V študovanej oblasti je táto minerálna asociácia najrozšírenejšia a v prípade potreby je reálna možnosť zaistiť zásoby suroviny v požadovanom množstve. Podstatne je zastúpená na lokalite Jelšový potok-sever, Okolo salaša a Paseka — Veľký háj. V oblasti Dolnej Vsi sa vyskytuje v okrajových partiách najmä smerom na J, keď centrálnu časť tvorí íl so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit (obr. 1).



Obr. 2. Minerálne zloženie bentonitu s prímesou kaolinitu a cristobalitu na základe semikvantitatívnej röntgenografickej analýzy. Frakcia pod 0.005 mm, vrt GV-63, Paseka. M — montmorillonit, K — kaolinit, Cr — cristobalit

Fig. 2. Mineral composition of bentonite with admixture of kaolinite and cristobalite as shown by semiquantitative X-ray analysis. Fraction < 0.005 mikrometer, borehole GV-63, Paseka. M — montmorillonite, K — kaolinite, Cr — cristobalite

Pre možnú aplikáciu tohto bentonitu v keramickom priemysle má rozhodujúci význam vzájomný pomer medzi montmorillonitom, kaolinitom a cristobalitom. Relatívne dobré keramicko-technologické vlastnosti sa dosahujú aj pri pomerne vysokom obsahu montmorillonitu, ak je prímes ostatných dvoch minerálov stabilná. Prítomnosť montmorillonitu sa prejavuje negatívne najmä v prípade, keď výmenná kapacita dosahuje hodnotu nad 0,40 mol/kg. Ďalším nepriaznivým javom je častý vznik čiernych vytavenín, ktoré sa objavujú na tvárničkách po výpale na 1250 °C. Podstatnejšie to ovplyvňuje prítomnosť biotitu, ktorý zvyčajne nepodlieha úplnému rozkladu ani pri intenzívnejšej bentonitizácii. Pozitívny vplyv kaolinitu na keramicko-technologické vlastnosti sa prejavuje pri obsahu približne nad 10—15 %. Súčasne sa potvrdilo, že obsah kaolinitu v tomto type bentonitu sa smerom od J na S zvyšuje, čo platí predovšetkým o ložisku Okolo salaša a Paseka — Veľký háj.

Montmorillonitizovaný ryolit

Osobitné postavenie má minerálna asociácia s prevahou montmorillonitu, ak vznikla pri premene ryolitov. Zistila sa v ryolitovom telese Skalka na južnom okraji Starej Kremničky, v ryolitovom telese Klinčok tesne nad tunelom železničnej trate a v ryolitovom telese na JZ od Bartošovej Lehôtky na kóte 572. Ryolity postihnuté týmto typom premeny bývajú súčasne intenzívne silicifikované, majú pórovitú alebo fluidálnu textúru a vždy dobre zachovanú štruktúru materskej horniny. Nemajú charakter bentonitu a v tom-

to smere tvoria uprostred montmorillonitovej minerálnej asociácie výnimku (tab. 1).

Kaolín

Kaolín bol objavený ešte v prvej fáze prieskumných prác, keď sa overovali ložiská limnokvarcitu v okolí Starej Kremničky (Ciesarik — Očenáš, 1964). Vo vrte ZP-5 na lokalite Podháj, na SV od Žiaru n/Hronom, sa zistila jeho 22 m mocná poloha vystupujúca v podloží limnokvarcitu a redeponovaného bentonitu. V jej spodnej časti sa čiastočne zachovala štruktúra materskej horniny, ktorou je najpravdepodobnejšie ryolit porfyrickej štruktúry s hyalínovou, resp. mikrogranitickou základnou hmotou. Okrem prevládajúceho kaolinitu sa objavuje prímes montmorillonitu.

Podstatným znakom kaolínu lokality Podháj je vysoký obsah kaolinitu vo frakcii pod 0,02 mm, prevažne vyše 70 %, z čoho na frakciu pod 0,002 mm pripadá 50—60 %. Pomocou rtg analýzy interkalovaných vzoriek a pomocou kyselinovej rozpustnosti sa potvrdila jeho dobre usporiadaná štruktúra (Kraus — Horváth, 1978). Technologické vlastnosti sú pre kaolín veľmi netypické — má vysokú plastickosť, väznosť a nízku žiaruvzdornosť. Je mimoriadne vhodný pre netermické technológie, v prvom rade ako náterový kaolín (Vtělenský — Šeba, 1972).

Najväčším a doteraz iba čiastočne objasneným problémom zostáva distribúcia kaolínu na tejto lokalite. Napriek extrémne vysokému stupňu premeny materskej horniny a veľkej mocnosti overenej vrtom a šachticou ďalšie technické práce v bezprostrednom okolí analógiu nezistili. Z toho sa usúdilo, že ide o lokálny izolovaný výskyt kaolínu kapsovitého tvaru vykliňujúci na vzdialenosť niekoľkých m (Kraus — Zuberec, 1976).

Kaolinizovaný ryolit

V porovnaní s kaolínom ide o horninu s podstatne nižším obsahom ílových minerálov (kaolinit ± montmorillonit), ktorá je súčasne postihnutá aj intenzívnou silicifikáciou. Zatiaľ nemáme definitívnu predstavu o priestorovej distribúcii kaolinizovaných ryolitov. Tie sa zistili v niektorých vrtoch z lokality Okolo salaša, ale vrty siahali iba do hĺbky 20 m. Ďalej vystupujú v povrchových východoch ryolitových telies západne od Bartošovej Lehôtky, Dolnej Vsi a Hornej Vsi (Peterec, 1980). Tvoria tu viac-menej súvislé pásmo smeru S—J prebiehajúce na západnom a východnom okraji ložiska Dolná Ves ílu so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit (obr. 1).

Kaolinizácia postihla výlučne ryolity svetlých farebných odtieňov s mikrogranitickou a hyalínovou štruktúrou. Základnú hmotu horniny postihla silicifikácia a premena na ílové minerály. Plagioklasy bývajú úplne rozložené, ale K-živce sú čerstvé. Časť z nich má autigénny pôvod a indikuje K-metasomatózu ryolitov počas zrudňovacích procesov v širšom okolí kremnického rudného poľa. Adulár sa v tomto type ryolitov zistil pomocou rtg analýzy na kóte Veľký háj, na JZ od Bartošovej Lehôtky (tab. 2).

Minerálne zloženie kaolinizovaných ryolitov je približne rovnaké. Prevládajúcim ílovým minerálom je kaolinit. Montmorillonit tvorí pravidelnú prímes, pričom jeho obsah s rastúcou hĺbkou klesá. Popri nich sa niekedy na mikrofotografiách zhotovených pomocou elektrónového mikroskopu objavujú trubičkovité častice patriace halloyzitu.

Na porovnanie uvádzame chemizmus hydrotermálne premenených acidných efuzívnych hornín, ktoré sa používajú v Číne, ale aj v Japonsku, v Kórei a v ostatnom období aj v ZSSR na výrobu porcelánu

a ostatných keramických výrobkov priamo, teda bez podstatnejšej úpravy (tab. 3). Najdôležitejším kritériom pre ich využívanie v keramickom priemysle je chemické zloženie. Obsah SiO_2 nemá prevyšovať 80 %, Al_2O_3 minimálne 12 % a suma alkálií nemá byť nižšia ako 1,5—2,0 % pri pomere $K_2O : Na_2O = 4 : 1$. Napokon suma farbiacich kysličníkov nemá prevyšovať 1,0 %, pri najkvalitnejších druhoch 0,5 %.

Doteraz nie je známe, či kaolinizovaný ryolit študovanej oblasti predstavuje väčšie a priestorovo rozľahlejšie akumulácie, alebo či ide len o výskyty nebilančného významu. Aj z technologickej stránky je netradičnou — neplastickou surovinou, s ktorej aplikáciou u nás niet väčších skúseností.

Difraktografické údaje K-živcov (adulár). Hodnoty d sú uvedené v nanometroch

X-ray powder diffraction data of K-feldspar (adularia). The "d" values are in nanometres

Tab. 2

Veľký háj		Wairakei (Steiner, 1970)	
d [nm]	I	d [nm]	I
0.651	20	0.661	5
—	—	0.648	5
—	—	0.583	5
0.419	20	0.421	45
0.393	10	0.393	20
0.377	70	0.377	65
—	—	0.360	15
—	—	0.352	10
0.347	50	0.345	45
—	—	0.330	80
0.325	80	0.327	55
0.323	100	0.322	100
0.299	50	0.298	55
0.290	60	0.292	10
—	—	0.289	35
0.276	30	0.275	20
0.258	40	0.260	15
—	—	0.257	30
—	—	0.254	15
—	—	0.251	5
—	—	0.242	10
—	—	0.239	10
—	—	0.231	10
0.224	10	0.227	5
—	—	0.220	5
—	—	0.217	25
0.214	10	0.212	10
0.211	10	—	—
0.207	10	0.207	5
—	—	0.205	5
—	—	0.201	5
0.198	10	—	—
0.195	80	—	—
0.191	10	—	—
0.181	20	—	—

Kaolinit — montmorillonitové íly

Ide o íl, v ktorom sú približne v rovnakom pomere zastúpené dve minerálne asociácie — montmorillonitová a kaolinitová (tab. 1). Z ostatných minerálov sú stabilne prítomné živce a kremeň, iba lokálne pristupuje cristobalit. Kaolinitovo-montmorillonitové íly vznikajú premenou ryolitového tufu, zriedkavejšie tufobrekcií, príp. ryolitov a sú prejavom zložitých procesov, ktoré prebiehali v študovanej oblasti počas premien produktov ryolitového vulkanizmu. Vyskytujú sa hlavne v oblasti Dolnej Vsi na západnom a východnom okraji ílov so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit a tiež tvoria isté partie bentonitov s prímesou kaolinitu a cristobalitu v ložisku Jelšový potok-sever.

Technologické vlastnosti v uvedenom surovinovom type osobitne citlivo ovplyvňuje minerálne zloženie. Pri prípadnom použití suroviny v keramickej výrobe je kaolinit do istej miery schopný eliminovať niektoré nepriaznivé vlastnosti montmorillonitu. Na druhej strane sa v minerálnom zložení často prejavuje veľmi nerovnomerná distribúcia medzi kaolinitom a montmorillonitom (obr. 3). V jednotlivých vzorkovacích intervaloch sa potom vzájomný pomer medzi obidvoma minerálmi výrazne mení, čo má nepriaznivý vplyv na základné parametre tejto suroviny. Relatívne najpriaznivejšie technologické vlastnosti má kaolinitovo-montmorillonitový íl na západnom okraji ložiska ílu so zmie-

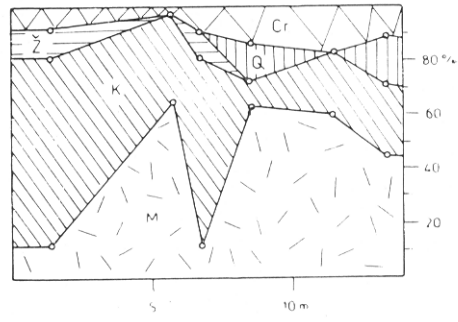
šanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit Dolná Ves (obr. 1).

Íl so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit

Najvýznamnejším objavom pri štúdiu premenených produktov ryolitového vulkanizmu na juhozápadnom okraji Kremnických vrchov je v súčasnom období zistenie minerálnej asociácie, v ktorej má vedúce postavenie minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit. Jeho prvé indície na západnom okraji Dolnej Vsi (Kraus, 1967) sa stali podnetom do vyhľadávacieho prieskumu v tejto oblasti.

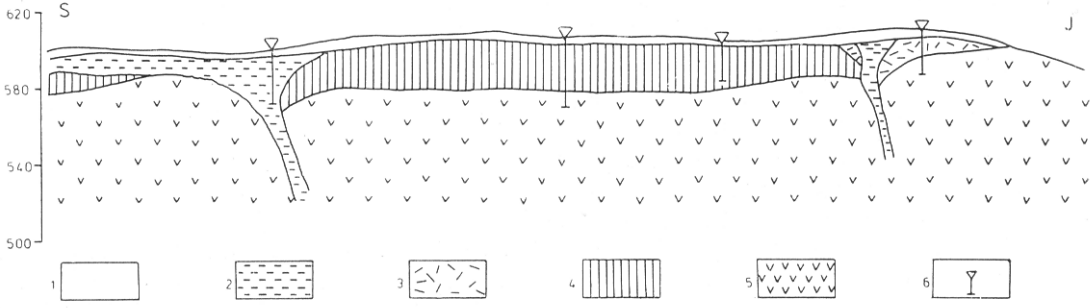
Minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit sa viaže na premenu pemzových ryolitových tufov, len zriedkavejšie ryolitov (obr. 1). Sprievodnou premenou je intenzívna silicifikácia. Pomocou optického a rtg štúdia sa zistila prítomnosť jemnozrnného kremeňa, chalcedónu a sporadicky aj tridymitu. Chýba cristobalit. Na niektorých miestach vystupujú telesá žilného kremeňa s prímesou chalcedónu a opálu (obr. 4). Pravdepodobne predstavujú centrá výstupu hydrotermálnych roztokov. Spodnejšie partie lokálne impregnuje pyrit a markazit.

Minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montomorillonit vo vzorkách na-



Obr. 3. Minerálne zloženie kaolinitovo-montmorillonitového ílu na základe semikvantitatívnej röntgenografickej analýzy. Frakcia pod 0.005 mm, vrt GV-109, Dolná Ves. M — montmorillonit, K — kaolinit, Ž — živce, Q — kremeň, Cr — cristobalit

Fig. 3. Mineral composition of kaolinite-montmorillonite clay, shown by semiquantitative X-ray analysis. Fraction < 0.005 mm, borehole GV-109, Dolná Ves. M — montomorillonite, K — kaolinite, Ž — feldspars, Q — quatz, Cr — cristobalite



Obr. 4. Geologický profil ložiska ílu so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit Dolná Ves. 1 — skrývka, 2 — žilný kremeň s prímesou chalcedónu a opálu, 3 — silicifikovaný ryolitový tuf, 4 — íl so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit, 5 — ryolitový tuf, 6 — vrt

Fig. 4. Geological cross-section through a deposit of clays with mixed-layer mineral illite — montmorillonite, Dolná Ves. 1 — overburden, 2 — vein quartz with admixture of chalcedony and opal, 3 — silicified rhyolite tuff, 4 — clay with mixed-layer mineral illite — montmorillonite, 5 — rhyolite tuff, 6 — borehole

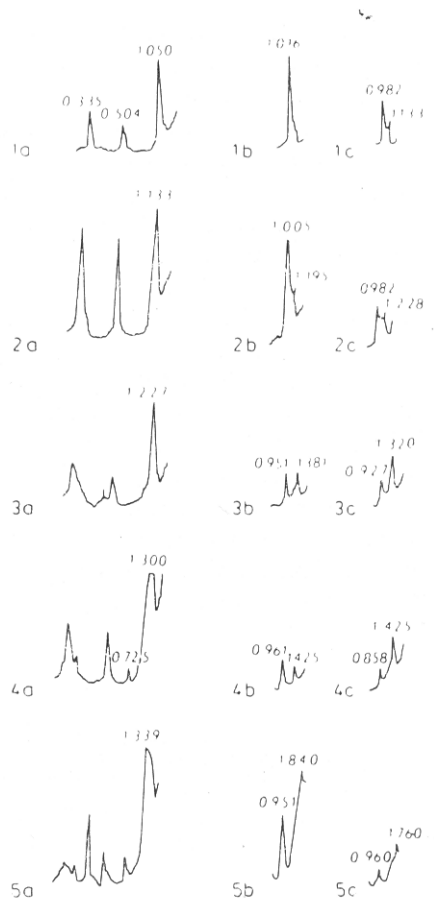
sýtených etylénglykolom obsahuje len nenapučiavajúce vrstvy illitového (1,00 nm) a napučiavajúce vrstvy montmorillonitového typu (1,68 nm; Kraus et al., 1981). Množstvo napučiavajúcich vrstiev sa pohybuje v relatívne širokom rozmedzí od 40 do 85 %. Na základe posunu bazálneho reflexu vzoriek nasycovaných glycerolom a etylénglykolom podľa postupu V. A. Drica — B. A. Sacharova (1976) možno stanoviť viac-menej plynulú sériu s variabilným zastúpením nenapučiavajúcich a napučiavajúcich vrstiev. V ložisku Dolná Ves prevládajú variety s podielom illitových vrstiev od 70 do 85 % (obr. 5, vz. 1, 2), ktoré sú podobné illitickému ílu z maďarského ložiska Füzérradvány (Nemecz — Varjú, 1970). V menšom množstve je zastúpená zmiešaná vrstvová štruktúra illit — montmorillonit s podielom illitových vrstiev od 40 do 60 % (obr. 5, vz. 3, 4, 5), ktorá je prítomná iba v istých častiach skúmaných vrtných jadier.

Tejto okolnosti zodpovedajú aj dva morfologické typy častíc stanovené pomocou elektrónového mikroskopu. Dobre obmedzené častice pretiahnuté v jednom smere majú prevahu vo vzorkách s vyšším podielom nenapučiavajúcich, t. j. illitových vrstiev (obr. 6). Nedokonale obmedzené častice s rozplývavými okrajmi sú charakteristické pre minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou s nižším podielom napučiavajúcich vrstiev (obr. 7).

Zastúpenie illitových a montmorillonitových vrstiev v minerali so zmiešanou vrstvovou štruktúrou má rozhodujúci vplyv na chemizmus a technologické vlastnosti. S rastúcim podielom illitových — nenapučiavajúcich vrstiev sa zvyšuje obsah K_2O a klesá hodnota výmeny katiónov (tab. 4). Takéto variety majú oproti tým, v ktorých podiel napučiavajúcich vrstiev klesá, nižšiu citlivosť na sušenie a pálenie, nižšiu pevnosť po vysušení, ale vyššiu nasiakavosť (tab. 5).

Zeolity

Ďalším prínosom štúdia premenených produktov ryolitového vulkanizmu na juhozápadnom okraji Kremnických vrchov je zistenie minerálnej asociácie, v ktorej majú vedúce postavenie zeolity (Kraus



Obr. 5. Rtg záznamy minerálu so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit z ložiska Dolná Ves. a — vzorka v prirodzenom stave, b — vzorka nasýtená glycerolom, c — vzorka nasýtená etylénglykolom. Hodnoty *d* sú uvedené v nanometroch
Fig. 5. X-ray diffraction patterns of the mixed-layer mineral illite-montmorillonite from the deposit Dolná Ves. a — sample in natural state, b — sample saturated with glycerol, c — sample saturated with ethylene glycol. The "d" values are in nanometers

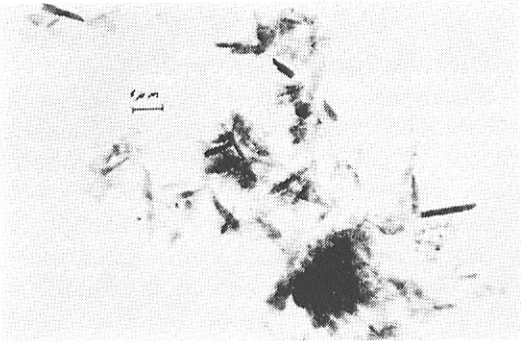
et al., 1978, Šamajová, 1979).

Zeolity sa viažu na premenu ryolitových tufov s typickým zelenkavým farebným odtieňom, len zriedkavo na premenu ryolitov. Vystupujú v súvislom pruhu smeru približne Z—V, ktorý prebieha zónou, pozdĺž ktorej sa produkty ryolitového vulkanizmu zmenili na ílové minerály (obr. 1). Z povrchových východov ą z plytkých vrtov sa doteraz mohlo usudzovať len o plošnom rozsahu zeolitizácie. O hĺbke, do akej zeolitizácia prebehla, sa nateraz nemôžeme hodnoverne vyjadriť, aj keď sa nepriame predpoklady dajú robiť na základe mocnosti (100—120 m) značne erodovaných zeolitových vulkanoklastík v zárezе železničnej trate pri železničnej stanici Bartošova Lehôtka.

Pomocou rtg analýzy a rastrovacieho elektrónového mikroskopu sa zistila prítomnosť mordenitu a klinoptilolitu v asociácii s ílovými minerálmi (montmorillonit, kaolinit) a cristobalitom. Zeolity zamieňajú v ryolitových tufoch úlomky vulkanického skla a pemzy, ale najintenzívnejšie základnú popolovitú hmotu. Obsah zeolitov sa v závislosti od textúry tufu pohybuje vo veľmi širokom rozmedzí od niekoľkých % až do takmer 50 %.

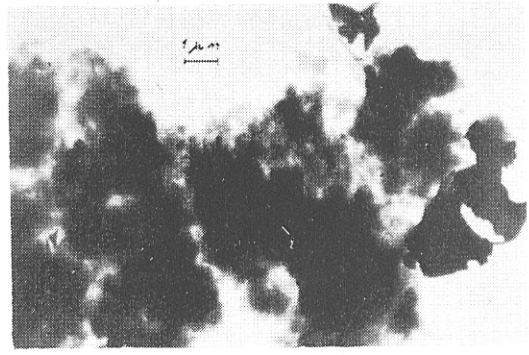
Pôvod premenených produktov s prevahou montmorillonitu

Monominerálne bentonity vznikali premenou ryolitového tufu vo vodnom prostredí jazerného bazénu. Ryolitové tufy sa tu viacnásobne striedajú s polohami silicitov, ktoré sú prejavom nízkotermálnej aktivity počas ryolitového vulkanizmu a v tejto oblasti sa tradične označujú ako limnokvarcity. Vznikali prevažne chemogénne, keď sa alkalické roztoky s vysokým obsahom $[SiO_2]_n$ dostávali do jazerného bazéna s nízkou hodnotou pH, kde rastlinné zvyšky zuhoľnateli. Pri tomto procese alkalické roztoky s vysokým obsahom $[SiO_2]_n$ zvýšili alkalinitu vody v jazernom



Obr. 6. Minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit s podielom nenapučiavajúcich vrstiev od 70 do 85 %. Vrt GV-78, Dolná Ves. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčš. 7000×. Vyhotovila H. Gerthofferová

Fig. 6. Mixed-layer mineral illite-montmorillonite with 70—85 % of non-swelling layers. Borehole GV-78, Dolná Ves. Transmissive electron microscope, magn. 7000×. Made by H. Gerthofferová



Obr. 7. Minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit s podielom napučiavajúcich vrstiev od 40 do 60 %. Vrt GV-69, Dolná Ves. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčš. 7000×. Vyhotovila H. Gerthofferová

Fig. 7. Mixed-layer mineral illite-montmorillonite with 40—60 % of non-swelling layers. Borehole GV-69, Dolná Ves. Transmissive electron microscope, magn. 7000×. Made by H. Gerthofferová

bazéne. V takom prostredí sa zároveň usádzal ryolitový tuf, v ktorom sa vulkanické sklo menilo na montmorillonit. Hydratácia vulkanického skla mohla pokračovať aj po uložení celého komplexu tufov a limnokvarcitov pri cirkulácii vody atmosferického pôvodu v zmysle koncepcie, ktorú pôvodne predložil I. Kraus (1967) a D. Očenáš — J. Zuberec (1972). Podľa súčasných poznatkov je pravdepodobnejšie, že hlavný proces bentonitizácie spadá do obdobia vzniku limnokvarcitov.

Bentonit s prímesou kaolinitu a cristobalitu vznikal prevažne pri premene ryolitového tufu na súši účinkom povrchového zvetrávania. Cristobalit sa tu mohol tvoriť pri uvoľňovaní $[SiO_2]_n$ počas premeny vulkanického skla na montmorillonit. Zdá sa pravdepodobné, že sa nevyskytuje tam, kde bentonitizácia vulkanického skla prebiehala vo vodnom prostredí v úzkej priestorovej spojitosti s limnokvarcitmi (Jelšový potok). Na tvorbu kaolinitu mala rozhodujúci vplyv hodnota pH

Chemické analýzy premenených kyslých vulkanických hornín
Chemical analyses of altered acid volcanic rocks

Tab. 3

	1	2	3
SiO_2	75.08	75.34	48.16
Al_2O_3	15.75	13.17	35.12
TiO_2	0.14	0.11	—
Fe_2O_3	0.57	0.87	0.96
CaO	0.04	0.72	0.69
MgO	0.41	0.82	0.20
K_2O	4.08	5.18	0.61
Na_2O	0.52	0.60	0.23
H_2O (—)	—	—	—
H_2O (+)	1.32	2.92	13.35
Suma	99.91	99.73	99.32

1 — „China stone", San-Bao-Pen (Magidovič — Finko, 1975), 2 — Kaolinizovaný ryolit-Paseka, vrt ŽKV-61, 3 — kaolín — Podháj, vrt ŽP-5
Chemické analýzy vyhotovili laboratóriá GP v Turčianskych Tepliciach

Chemické analýzy minerálu so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit, Dolná Ves

Chemical analyses of mixed layer mineral illite — montmorillonite, Dolná Ves

Tab. 4

	1	2	3
SiO_2	77.00	66.83	70.19
Al_2O_3	14.77	19.79	17.16
TiO_2	0.14	0.15	0.16
Fe_2O_3	1.32	2.18	1.62
CaO	0.70	0.56	0,41
MgO	0.60	1.11	0.71
K_2O	2.36	4.09	5.64
Na_2O	0.06	0.09	0.07
H_2O (—)	0.18	1.52	0.79
H_2O (+)	3.33	3.78	3.41
Suma	99.86	100.19	100.16
Vým. kap.	0.206 mol/kg	0.073 mol/kg	0.010 mol/kg

1 — minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou s podielom nenapučiavajúcich vrstiev okolo 40 %, vrt GV-70, 2 — minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou s podielom nenapučiavajúcich vrstiev okolo 60 %, vrt GV-82, 3 — minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou s podielom nenapučiavajúcich vrstiev okolo 85 %, vrt GV-78
Chemické analýzy vyhotovili laboratóriá GP Turčianske Teplice

infiltrujúcej vody počas zvetrávania.

Montmorillonitizovaný ryolit sa tvoril pôsobením nízkotermálnych alkalických roztokov počas ryolitového vulkanizmu. Jeho vznik časovo najskôr súvisel s hydrotermálnou aktivitou, počas ktorej sa v jazerných panvičkách tvorili limnokvarcity. Vzájomný vzťah medzi montmorillonitom a kaolinitom je tu determinovaný predovšetkým hodnotou pH pri prenikaní hydrotermálnych roztokov cez okolné horniny.

Pôvod premenených produktov s prevahou kaolinitu

V študovanej oblasti sú evidentné dôkazy, že sa pri kaolinizácii ryolitu kombinovali

endogénne a exogénne procesy. Primárnou bola hydrotermálna kaolinizácia počas ryolitového vulkanizmu, keď vznikali kaolinizované ryolity s relatívne nízkym stupňom premeny, v ktorých sa lokálne objavuje antimonit, kryštalický a žilný kremeň, ako aj chalcedón. Majú zvýšený obsah K_2O, spravidla nad 6 %, a indikujú K-metasomatózu počas hydrotermálneho procesu na južnej periférii kremnického Au—Sb ložiska. Kaolinizáciu potom dávame do spojitosti s tým istým alebo blízkym typom ryolitu, ktorému v kremnickom ložisku pripisuje M. Böhmer (1966) paragenetický vzťah so zrudnením.

Za vhodných podmienok účinkom intenzívnej cirkulácie atmosferickej vody lokálne hypergénne zvetrával hydrotermálne kaolinizovaný ryolit. Príkladom je výskyt kaolínu na lokalite Podháj, kde vznikla „kapsa" mocná viac ako 20 m, ale s minimálnym plošným rozsahom. Ak v prípade hydrotermálne kaolinizovaných ryolitov je obsah K_2O vysoký, pri pôsobení hypergénnych činiteľov sa v kaolíne zachovalo iba stopové množstvo K_2O (tab. 3). Súčasne sa v spodnej časti profilu objavila prímes montmorillonitu a vznikol dvojzložkový profil s distribúciou ílových minerálov typickou pre kôru zvetrávania.

Kaolinitovo-montmorillonitový íl sa v minulosti pokladal za dôkaz o redepozícii primárneho bentonitu a kaolínu (Kraus — Zuberec, 1976). Neskôr sa ukázalo, že sa íl tohto zloženia môže vyskytovať aj na pôvodnom mieste vzniku (Kraus et al., 1978). Kaolinit a montmorillonit nevznikali súčasne, ale ich spoločný výskyt je výsledkom meniacich sa fyzikálno-chemických podmienok počas premeny ryolitového tufu. Nazdávame sa, že ide o polygenetický typ, v ktorom sa uplatňovali hydrotermálne aj hypergénne procesy. Hydrotermálne procesy mali svoje opodstatnenie tam, kde íl tohto typu tvorí súčasť vonkajšej zóny, v ktorej sa postupne od centra po periférium zvyšuje obsah montmorillonitu. Takéto pomery sa dajú sledovať na východnom a západnom okraji ložiska ílu so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit Dolná Ves (obr. 8). Na väčšine iných miest môže byť kaolinitovo-montmorillonitový íl prejavom redepozície (Jelšový potok-sever) alebo produktom zvetrávania primárnych bentonitov.

Vzťah medzi zastúpením nenapučiavajúcich vrstiev v mineráli so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit a niektorými technologickými vlastnosťami v ložisku Dolná Ves

Relationship between percentage of non-swelling layer in mixed-layer mineral illite — montmorillonite and some technological properties on deposit Dolná Ves

Tab. 5

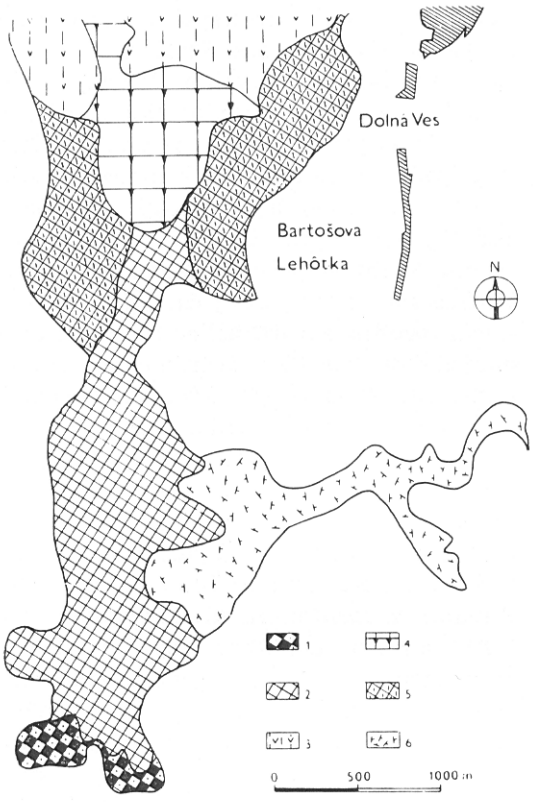
	1	2
rozrábacia voda	24—30 %	30—45 %
zmrštenie sušením	4— 8 %	8—10 % až 14—16 %
celkové zmrštenie po výpale na 1250 °C	7—11 %	12—16 %
pevnosť v ťahu za ohybu po vysušení v megapascaloch	2— 4 %	4—5 % až 6—7 %

Technologické skúšky vykonali laboratóriá GP Turčianske Teplice

1 — Zmiešaná vrstvová štruktúra s podielom nenapučiavajúcich vrstiev od 70 do 85 %
2 — Zmiešaná vrstvová štruktúra s podielom nenapučiavajúcich vrstiev od 40 do 60 %

Pôvod ílu so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit

Minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit pokladáme za produkt pôsobenia hydrotermálnych roz-



Obr. 8. Schéma distribúcie minerálnych asociácií na JZ okraji Kremnických vrchov viažúcich sa na premenu ryolitového tufu. 1 — monominerálny bentonit, 2 ± asociácia montmorillonit — kaolinit a cristobalit, 3 — asociácia kaolinit ± montmorillonit, halloyzit a cristobalit, 4 — asociácia zmiešanovrstvový mineral illit — montmorillonit ± kaolinit a kremeň, 5 — kaolinitová a montmorillonitová asociácia (kaolinitovo-montmorillonitový íl), 6 — asociácia zeolity ± kaolinit, montmorillonit a cristobalit

Fig. 8. Scheme of distribution of mineral assemblages on the SW periphery of the Kremnické vrchy Mts., associated with the alteration of rhyolite tuffs. 1 — monomineral bentonite, 2 — assemblage of montmorillonite ± kaolinite and cristobalite, 3 — assemblage of kaolinite ± montmorillonite, halloysite and cristobalite, 4 — assemblage of mixed layer mineral illite — montmorillonite ± kaolinite and quartz, 5 — kaolinite and montmorillonite assemblage (kaolinite-montmorillonite clay), 6 — assemblage zeolites ± kaolinite, montmorillonite and cristobalite

tokov na premenený ryolitový tuf, resp. ryolit. Výstup hydrotermálnych roztokov indikujú telesá žilného kremeňa s prímesou opálu a chalcedónu, v ktorých okolí prebieha premena materských hornín (obr. 4). Typický prejav hydrotermálnej mineralizácie — žilný kremeň s chalcedónom, opálom, antimonitom a rumelkou na lokalite Čertov vrch pri Kopernici sa vyskytuje na severozápadnom okraji ložiska Dolná Ves. Mikrogranitické ryolity a ich tufy v oblasti Dolnej Vsi, Kopernice a Lúčok v rozličnej miere postihla hydrotermálna silicifikácia a K-metasomatóza. Proces K-metasomatózy je osobitne charakteristický pre kremnické polymetalické ložisko, v ktorom je adulár, hydromuskovit polytypnej modifikácie $1M \gg 2M_1$ a sporadicky aj minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit súčasťou žilnej výplne a premenených pyroxenických andezitov v okolí rudných žíl (Böhmer et al., 1969). Vysoký obsah K^+ v hydrotermálnom procese mal preto rozhodujúci vplyv na tvorbu minerálu so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit na južnej periférii kremnického rudného ložiska v oblasti Dolnej Vsi. V tejto spojitosti je zaujímavé zistenie dvoch draselných anomálií podľa výsledkov leteckej gamaspektrometrie (Štohl et al., 1981). Jednu reprezentuje kremnicky rudný rajón a druhá sa kryje s priebehom ílu so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit v Dolnej Vsi. Výskyt adularizovaných ryolitov v tejto oblasti uvádza J. Forgáč (1981). B. Číčel — D. Machajdík (1981) nasycovaním montmorillonitu exogénneho pôvodu z Jelšovho potoka K^+ získali v laboratórnych podmienkach syntetický minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit, v ktorom sa podiel illitových vrstiev stanovil na 54 %. Tento fakt spolu s charakterom distribúcie minerálnych asociácií (obr. 1, 8) vedie k náhľadu, že ryolitový

tuf v oblasti Dolnej Vsi podľahol v prvom štádiu prevažne účinku exogénnych činiteľov — bentonitizácii a kaolinizácii. Nasledujúci prínos K^+ prostredníctvom hydrotermálnych roztokov spôsobil transformáciu montmorillonitu na minerál s nepravidelne zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit, v ktorom sa podiel illitových vrstiev podľa súčasných poznatkov pohybuje od 40 do 85 %.

Distribúcia minerálnych asociácií v priestore a čase

Najintenzívnejšie premeny v bádanej oblasti sa viažu na zónu približne smeru S—J, ktorá je pokračovaním kremnických rudných žíl. Jej priebeh kontroluje tektonika, aj keď priamo lokalizovať tektonické línie práve pomocou intenzívnych premien ryolitového tufu je ťažké. V severnej časti tejto zóny v priestore Kopernica — Čertov vrch — Dolná Ves sa produkty ryolitového vulkanizmu menili na súši, a to účinkom ako hydrotermálnych, tak aj hypergénnych procesov. V južnej časti tejto zóny, predovšetkým v oblasti Jelšový potok a Jelšový potok-sever, prebiehal rozklad ryolitového tufu v sladkovodnom prostredí bez priameho pôsobenia hydrotermálnych roztokov. Generálne možno v študovanej zóne od S na J pozorovať pribúdanie montmorillonitu na úkor kaolinitu. Dokumentujú to kvantitatívne vzťahy medzi montmorillonitom a kaolinitom v premenených tufoch aj v ryolitoch.

Laterálnu zonálnosť možno sledovať predovšetkým v oblasti Dolnej Vsi pri premene ryolitového tufu (obr. 8). Vo vnútornej zóne je prítomný minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit s variabilnou prímesou kaolinitu. V celej vnútornej zóne chýba montmorillonit. Vhodné podmienky na vznik minerálov vnútornej zóny sa vytvorili v oblasti pôsobenia ascendentných roztokov bohatých na K^+. Vo vonkajšej zóne, ktorá je vyvinutá na východnom, západnom a južnom okraji ložiska Dolná Ves, je prítomný kaolinitovo-montmorillonitový íl a bentonit s prímesou kaolinitu a cristobalitu. V celej tejto zóne chýba minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit. Pri vzniku minerálov vonkajšej zóny sa uplatňovali najmä hypergénne procesy.

Zložité priestorové vzťahy medzi vyčlenenými minerálnymi asociáciami mali vplyv aj na ich časovú postupnosť. Predpokladaná alternatíva vychádza z geologickej pozície ryolitového vulkanizmu a jeho vzťahu k rudnej mineralizácii v kremnickom ložisku (tab. 6).

V prvej etape počas ryolitového vulkanizmu (vrchný sarmat — panón) sa na súši aj v limnickom prostredí v závislosti

Schéma postupnosti vzniku premenených produktov ryolitového vulkanizmu na juhozápadnom okraji Kremnických vrchov

Scheme of succession of genesis of altered products of rhyolite volcanism on SW periphery of Kremnické vrchy Mts.

Tab. 6

etapa — vek	proces vzniku	minerálna asociácia
I	zvetrávanie	montmorillonitová
vrchný sarmat — panón	hydrotermálna premena	kaolinitová montmorillonitová zeolitová
II panón	hydrotermálna premena	minerálu so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit
III pliocén — kvartér	zvetrávanie	kaolinitová montmorillonitová

od fyzikálno-chemických podmienok uplatnila bentonizácia a kaolinizácia ryolitového tufu. Súčasne pôsobením nízkotermálnych roztokov spätých s aktivitou ryolitového vulkanizmu vznikali premenené ryolity a ryolitové tufy. V nich mohol mať dominujúce postavenie kaolinit (kaolinizované ryolity), montmorillonit (montmorillonitizované ryolity) alebo zeolity (zeolitizované tufy).

V druhej etape po skončení ryolitového vulkanizmu (panón) vznikla endogénna Au—Sb formácia známa z kremnického rudného ložiska. Významným prejavom hydrotermálnych procesov sa stala K-metasomatóza (Böhmer, 1966). Na južnej periférii kremnického ložiska prínos K^+ v hydrotermálnych roztokoch spôsobil v časti premenených ryolitových tufoch transformáciu montmorillonitu na minerál so zmiešanou vrstvovou štruktúrou illit — montmorillonit.

V tretej etape (pliocén a kvartér) sa uplatnilo hypergénne zvetrávanie ryolitového tufu postihnutého premenami v predchádzajúcich etapách. Uplatnila sa lokálna kaolinizácia, resp. bentonitizácia. Ale to už na distribúciu minerálnych asociácií bádanej oblasti nemalo rozhodujúci vplyv.

Recenzoval V. Radzo

LITERATÚRA

Böhmer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 11, 123 s.*

Böhmer, M. — Gerthofferová, H. — Kraus, I. 1969: To the problems of alterations of Central Slovakian neovulcanites. *Geol. Zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 20, pp. 47—63.*

Ciesarik, M. — Očenáš, D. 1964: Záverečná správa z podrobného prieskumu a výpočet zásob Stará Kremnička — limnokvarcity so stavom k 1. 8. 1964. *Manuskript — Geofond Bratislava. 128 s.*

Craciun, C. 1976: The quantitative determination of cristobalite and montmorillonite from the colloidal fractions bentonites by X-ray diffraction. *Stud. tehn. si econ. (Inst. geol.) (Bucureşti), 1, 13, pp. 7—11.*

Číčel, B. — Horváth, I. — Novák, I. 1974: Záverečná správa o výsledkoch výskumu bentonitu z lokality Jelšový potok. *Manuskript — Ustav anorganickej chémie SAV Bratislava. 30 s.*

Číčel, B. — Machajdík, D. 1981: Potassium and ammonium — treated montmorillonites. Part I. Interstratified structures with ethylene glycol and water. *Clays and Clay Miner. (New York), 29, pp. 40—46.*

Dric, V. A. — Sacharov, B. A. 1976: Rentgenostrukturnyj analiz smešanoslojnych mineralov. *Trudy GIN (Moskva). 255 s.*

Fiala, F. 1961: Geologicko-petrografický výskum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955—1960. *Manuskript — Geofond Bratislava. 265 s.*

Forgáč, J. — Škvarka, M. — Brlay, A. 1978: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Stará Kremnička. *Manuskript — Geofond Bratislava. 85 s.*

Forgáč, J. 1981: O dvoch typoch ryolitov v Žiarskej kotline. *Mineralia slov., 13, s. 249—262.*

Konečný, V. — Lexa, J. — Šefara, I. 1978: Vzťah vulkanizmu k morfologickým štruktúram predvulkanického podložia. *Manuskript — Geofond Bratislava. 63 s .*

Kraus, I. 1967: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza ílových sedimentov Žiarskej kotliny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 43, s. 25—52.*

Kraus, I. — Zuberec, J. 1976: Bentonites and kaolins at the SW margin of the Kremnické pohorie Mts., in the neovolcanic region central Slovakia. *7th Conf. Clay min. petrol., Karlovy Vary, Univ. Carol., Geol., pp. 391—399.*

Kraus, I. — Horváth, I. 1978: Mineralogy and age of Slovakian kaolins. *Schr. geol. Wiss., 11, pp. 125—136.*

Kraus, I. — Šamajová, E. — Gerthofferová, H. — Lajčáková, A. 1978: Minerálne zloženie a genéza ílových surovín, zeolitov a perlitov. *Manuskript — Geol. ústav PF UK Bratislava. 300 s.*

Kraus, I. — Šamajová, E. — Zuberec, J. 1979: Mineral composition altered products of rhyolite volcanism at the SW margin of the Kremnické pohorie Mts. *8th Conf. Clay Min. Petrol., Teplice, Univ. Carol. Geol. pp. 137—144.*

Kraus, I. — Číčel, B. — Šamajová, E. — Machajdík, D. 1981: Genesis of clays resulting from alteration of rhyolite volcanic rocks in Central Slovakia (Czechoslovakia). *7th International Clay Conf., Book of abstracts, pp. 159—160.*

Lajčáková, A. 1980: Mineralogicko-petro-

štruktúrne štúdium perlitov v stredoslovenských neovulkanitoch. *Mineralia slov., 12, s. 155—176.*

Lexa, J. 1971: Formy ryolitových telies v okolí Žiaru n/Hronom. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 56, s. 67—80.*

Magidovič, V., I. — Finko, V. I. 1975: Farforovyje kamni. *Novyje vidy nemetaličeskich poleznych iskopaemych. Moskva, Izd. Nauka, s. 46—62.*

Nemecz, E. — Varjú, G. 1970: Sárospatakit (Hidrotermális illitmontmorillonit) kémiai és szerkezeti sajátságai. *Földt. Közl., 100, s. 11—22.*

Očenáš, D. — Zuberec, J. 1972: Ložisko bentonitu Jelšový potok v Žiarskej kotline. *Mineralia slov., 4, 15, s. 135—144.*

Peterec, D. 1980: Štúdium premien produktov ryolitového vulkanizmu na JZ okraji Kremnického pohoria. *[Diplomová práca.] Manuskript — Katedra nerastných surovín PF UK Bratislava. 76 s.*

Slávik, J. — Hrušković, S. — Očenáš, D. — Zuberec, J. 1971: Ložiská bentonitov na Slovensku. *Mineralia slov., 3, 12, s. 561—573.*

Schultz, L. G. 1964: Quantitative interpretation from X-ray and chemical data for the Piere shale. *U. S. Geol. Surv. profess. Pap., 391-C, 31 p.*

Steiner, A. 1970: Genesis of hydrothermal K-feldspar (adularia) in active geothermal environment at Wairakei. *Mineral. Mag. (London), 37, 292, pp. 916—921.*

Šamajová, E. 1979: Zeolites in acid volcanoclastics of the Kremnické pohorie Mts., *8th Conf. Clay Min. Petrol., Teplice, Univ. Carol., Geol., pp. 267—275.*

Štohl, J. — Gnojek, I. — Dědáček, K. 1981: Využitie leteckej magnetometrie a gamaspektrometrie pre interpretáciu metalogenézy stredoslovenských neovulkanitov. *Záp. Karpaty, sér. min. petrogr. geoch. lož. (v tlači).*

Vtělenský, J. — Šeba, P. 1972: Atypisches Kaolin von der Lagerstätte Žiar-Podháj in der Slowakei. *5th Conf. Clay Miner. Petrol, Praha, Univ. Carol., Geol., pp. 155—160.*

Zuberec, J. — Sýkora, J. 1980: Záverečná správa a výpočet zásob. Žiarska kotlina — VP keramické suroviny, stav k 31. 12. 1979. *Manuskript — Geofond Bratislava. 232 s.*

Mineral composition and genesis of clay raw materials on SW periphery of Kremnické vrchy Mts.

IVAN KRAUS — EVA ŠAMAJOVÁ — JÁN ZUBEREC

Clays asociated with alteration of the products of Upper Sarmatian — Pannonian rhyolite volcanism were studied in a 7.5 km long, approximately N—S striking belt. The clays are on the southern periphery of the Kremnica hydrothermal deposit of Au—Sb ores. On the ground of the results eight principal technological-raw material types were distinguished (Tab. 1) and a map of clay raw materials and zeolites was compiled (Fig. 1).

In the most frequent montmorillonite mineral assemblage resulting mainly from the alteration of rhyolite tuffs and scarcely from the alteration of rhyolites, three mineralogical-genetical types were distinguished:

Monomineral bentonite contains among clay minerals only montmorillonite without cristobalite admixture. The bentonite is only in the southern part of the studied area. There it is mined from the deposit Jelšový potok.

Bentonite with *kaolinite* and *cristobalite* admixtures is most frequent in the area. The kaolinite admixture is not higher than 30—35 % and the cristobalite admixture does not exceed 15—20 % (Fig. 2). The kaolinite content increases in bentonite of this type from the south to the north.

Montmorillonitized rhyolite shows intense silicification, a comparatively low degree of alteration and it has not the character of bentonite.

In the kaolinite mineral assemblage resulting mostly from the alteration of rhyolites, scarcely of rhyolite tuffs, two mineralogical-genetical types were distinguished:

Kaolin contains up to 70 % of kaolinite in a fraction < 0.02 mm. It is occasionally present in isolated pocket-shaped beds ranging to 22 m in thickness. It has a high plasticity, high binding power and low refractoriness.

Kaolinized rhyolite contains substantially less clay minerals. Plagioclasses are as a rule completely decomposed whereas K-feldspars are fresh. They are adulars in a part. (Tab. 2). Chemical composition of kaolinized rhyolites corresponds to that of acid effusives used in the production of porcelain in some countries (Tab. 3).

Kaolinite-montmorillonite clay is a particular mineralogical-genetical type. It contains the kaolinite and the montmorillonite assemblages in approximately equal proportion. But in boreholes the kaolinite/montmorillonite ratio is extremely variable (Fig. 3).

Most significant is the discovery of a mineral assemblage with the dominant position of a *mixed-layer mineral illite — montmorillonite* on the deposit Dolná Ves. Samples saturated with ethylene glycol only non-swelling layers of illite (1.00 nm) and svelling layers of montmorillonite (1.68 nm) types. On the deposit Dolná Ves dominant are varieties with the content of non-swelling layers ranging from 70 % to 85 % (Fig. 5, samples 1, 2). The mixed-layer mineral with 40 %—60 % (Fig. 5, samples 3, 4, 5) of non-swellling layers occurs in a smaller amount. In respect of this there are two different morphological types of particles, determined by electron microscope (Fig. 6, 7), different chemical composition (Tab. 4) and some different technological properties (Tab. 5).

The study of altered products of rhyolite volcanism resulted in another important find: zeolites in a continuous belt, approximately N—E striking, crossing the zone along which clay minerals formed (Fig. 1, Fig. 8). The content of zeolites is considerably variable in dependence upon the structure of tuffs.

Monomineral bentonites formed in aqueous environment of lacustrine basin together with silicites, traditionally denoted as limnoquartzites in this area. Bentonites with kaolinite and cristobalite admixtures formed at the alteration of rhyolite tuffs on dry land, under the influence of surface weathering.

Montmorillonitized rhyolites formed under the influence of low-thermal alkalic solutions during rhyolite volcanism.

Kaolinization of rhyolites proceeded as combined endogenous and exogenous processes. Hydrothermal kaolinization was primary during rhyolite volcanism when kaolinized rhyolites with a comparatively low degree of alteration formed. Surficial weathering of hydrothermally kaolinized rhyolites is secondary. It is local, due to intensive infiltration of atmospheric waters.

Mixed-layer mineral illite-montmorillonite is a product of the influence of hydrothermal solutions. The ascent of hydrothermal solutions is indicated by hydroquartzite bodies (Fig. 4). The process of K-metasomatosis is characteristic of the Au—Sb deposit in Kremnica and of its southern periphery. There on the locality Dolná Ves occurs the mixed-layer mineral illite — montmorillonite. So the influence of high K^+ content in hydrothermal solution was decisive in its genesis. The rhyolite tuffs are presumed to have been mostly affected by the exogenous factors — bentonitization and kaolinization — after their formation. The following transport of K^+ by hydrothermal solutions caused transformation of montmorillonite into mixed-layer mineral illite — montmorillonite.

Lateral zonation may be followed at the alteration of rhyolite tuffs in the area of Dolná Ves (Fig. 8). In the inner zone is the mixed — layer mineral illite — montomorillonite with variable kaolinite admixture. Montmorillonite is absent.

In the outer zone on the eastern, western and southern margins of clays with the mixed — layer mineral illite — montmorillonite are kaolinite — montmorillonite clays and bentonites with the admixture of kaolinite and cristobalite. The mixed — layer mineral illite — montmorillonite is absent in the entire zone.

Complicated spatial relations among the distinguished mineral assemblages also affect their chronology (Tab. 6).

In the first stage, in the course of rhyolite volcanism, bentonitization and kaolinization of rhyolite tuffs in dependence upon physical-chemical conditions proceeded on dry land as well as in limnic environment. At the same time, altered rhyolites and rhyolite tuffs formed under the influence of low-thermal solutions and of the rhyolite volcanism. Kaolinite (kaolinized rhyolites), montmorillonite (montmorillonitized rhyolites) or zeolites (zeolitized tuffs) may have a dominant position in the altered rhyolites and rhyolite tuffs.

In the seconds stage, following the termination of rhyolite volcanism, the endogenous Au—Sb formation of the Kremnica ore deposit arose. On its southern periphery the transport of K^+ by hydrothermal solutions causes the transformation of montmorillonite into the mixed — layer mineral illite — montmorillonite in a part of the altered rhyolite tuffs.

In the third stage, local kaolinization or bentonitization of rhyolite tuffs — altered in the preceeding stages — took place owing to weathering.

Preložila E. Jassingerová

Mineralia slov.
14 *(1982), 421—430*

Mechanismus sedimentace při maarotvorných erupcích

VLADIMÍR NÁPRSTEK

Katedra geologie Univerzity Karlovy, Albertov 6, 128 43 Praha 2

(15 obr. v texte)

Doručené 21. 1. 1982

Механизм осадконакопления при мааротворных эрупциях

В работе описываются осадочные структуры вулканогенного материала мааров в районе Лос Лланос в мексиканской республике Пуэбла. Их возникновение обясняется специфическими механизмами при мааротворных эрупциях.

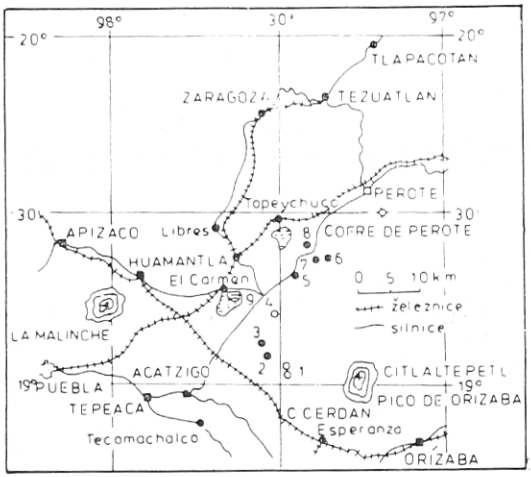
The motion of sedimentation in the case of maar-producing eruptions

The paper gives description of sedimentary textures originating in the volcanogenous material of maars in the Los Llanos area of the Mexican state of Pueblo. The origin of textures is explained by the specific motion of maar-producing eruptions.

První geologickou charakteristiku maarů této oblasti (obr. 1), označovaných místními názvy indiánského původu jako *xalapazcos* (suché maary) nebo *axalapazcos* (maarová jezera), podal vynikající mexický geolog Ezequiel Ordoñez (1906), jehož regionální mapovací práce a petrologické studie neovulkanitů Mexika jsou založeny na pečlivé dokumentaci v terénu i znalosti světové literatury tehdejší doby.

Zjištěné geologické poměry mexických maarů této oblasti odpovídají i jejich moderní definici (Ollier in Civetta et al., 1974) a současně potvrzují názor A. Rittmanna (1962) o malé pravděpodobnosti čistě plynných erupcí, neprovázených současně nebo ve velmi krátkém časovém odstupu erupcemi pevného nebo tekutého materiálu (obr. 2).

Mechanizmus erupcí byl závislý na strukturním vývoji transmexického vulkanického pásu, který byl provázen změnou hydrogeologických a geomorfologických poměrů. Morfologická svěžest vulkánů a jejich stupeň eroze spolu s dostupnými historickými údaji umožnily jen při-

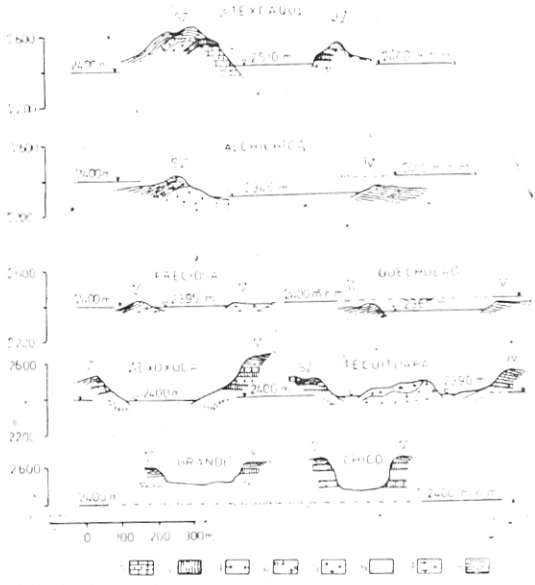


Obr. 1. Přehledná mapka výskytu maarů v oblasti Los Llanos (El Seco) ve státě Puebla, Mexiko. 1 — Grande a Chico, 2 — Alxoxuca, 3 — Tecuitlapa, 4 — Axapazquillo, 5 — Atexcaqui, 6 — Quechulac, Preciosa, 8 — Alchichica, 9 — El Carmen (dočasné jezero)
Fig. 1. Synoptic map of maar occurences in the Los Llanos (El Seco) area of the Mexican Pueblo state. 1 — Grande and Chico, 2 — Alxoxuca, 3 — Tecuitlapa, 4 — Axapazquillo, 5 — Atexcaqui, 6 — Quechulac and Preciosa, 8 — Alchichica, 9 — El Carmen (seasonal lake)

bližné datování vzniku těchto maarů, které by odpovídalo asi poklasické periodě předšpanělské historie Mexika, tj. období od roku 800 až do roku 1250, i když časová a prostorová pozice studovaných maarů v nejmladších fázích čtvrtohorní vulkanické aktivity zůstává zatím přibližná, protože chybějí jakákoliv radiometrická data (Náprstek, 1979).

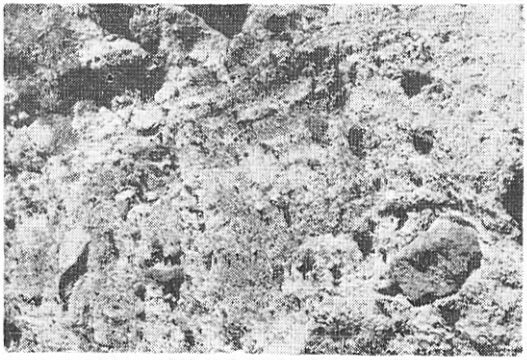
Sedimentární struktury

Pozornost autora byla soustředěna pouze na sedimentární struktury nejmladší maarotvorné erupční fáze, která je materializovaná šedými tufy (obr. 2, 3). Podloží těchto hornin tvoří v s. části studované oblasti pískovce a vápence křídového stáří, žluté andezitové tufy, čedičové lávové příkrovy i proudy malých rozměrů a čedičová struska (maar Atexcaqui, obr. 4), čedičový příkrov nebo červená čedičová struska a aglomerátické tufy (maar Alchichica, obr. 2 a 5) nebo žlutavé (místy i přeplavené) andezitové tufy a čedičové příkrovy v j. oblasti (maary Alxoxuca, Tecuitlapa, Grande a Chico). U maarů Preciosa a Quechulac není obnaženo podloží (obr. 2).

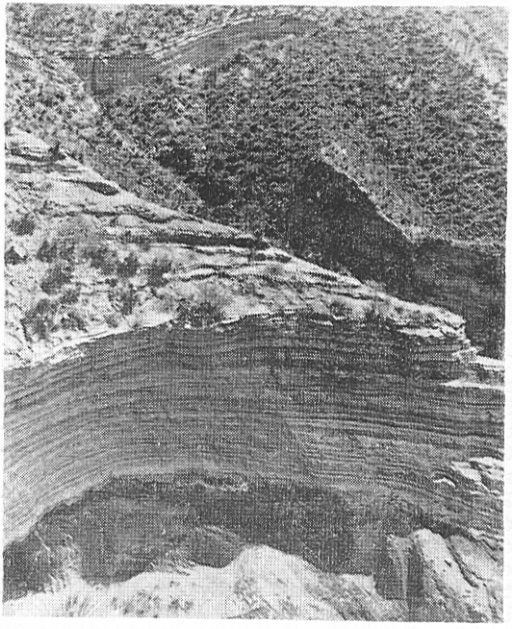


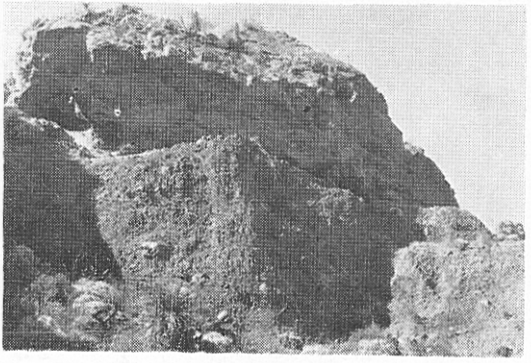
Obr. 2. Srovnávací profily maarů. Upraveno podle E. Ordoñeze (1906). 1 — pískovce a vápence křídového stáří, 2 — žluté andezitové tufy, 3 — čedičový proud, 4 — lapilové aglomeráty, červená struska s pumami čediče, 5 — aglomeráty a struska, 6 — žlutavé andezitové tufy, místy přeplavené, 7 — šedé, místy vápenaté tufy (caliche), 8 — šedé arenitové až lutitové tufy maarotvorné erupce
Fig. 2. Comparative profiles of maars, modified from Ordoñez (1906). 1 — sandstone and limestone, Cretaceous. 2 — yellow andesite tuff, 3 — basalt flow, 4 — lapilli agglomerate, red cinder with volcanic bombs of basalt, 5 — agglomerate and cinder, 6 — yellowish andesite tuff in places redeposited, 7 — grey tuff in places calcareous (caliche), 8 — grey arenite to lutite tuff originated by maar-producing eruptions

Specifický mechanismus maarotvorných erupcí dává vznik vulkanogenním sedimentům o značně širokém granulometrickém spektru, od popela až po bloky. Prstencovité valy maarů jsou budovány většinou charakteristickými šedými arenitovými až lutitovými tufy, které hnědavě až rezavě navětrávají. Převážně jde o dobře vrstevnatý vulkanoklastický materiál, který je velmi často výrazně pozitivně gradován.



Obr. 3. Detailní záběr navětralých tufů v těsném nadloží červené strusky s náznakem vrstevnatosti ve svrchní poloze. Západní val maaru Alchichica
Fig. 3. Detailed picture of the weathered tuff in the immediate overlier of the red cinder with signs of bedding in the upper level. Western rampart of the Alchichica maar





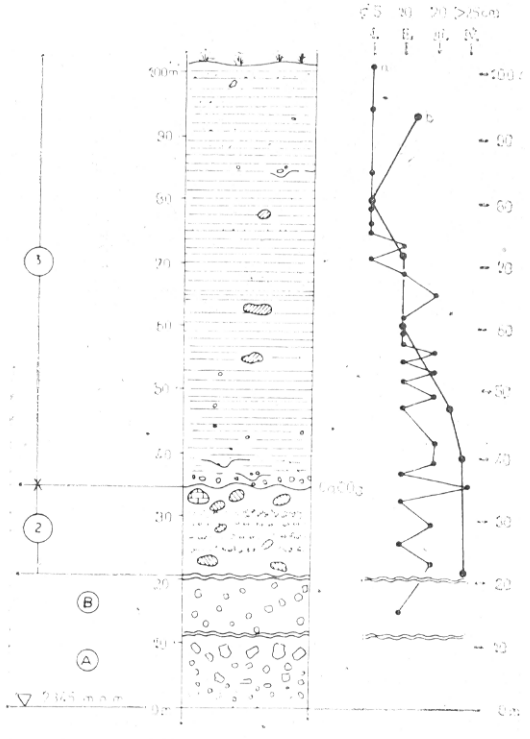
Obr. 5. Styk červené strusky s nadložními aglomerátickými tufy. Červená struska jako okrajová facie lávového příkrovu obsahuje slzovité rotované pumy a vzácně izometrické úlomky kausticky přeměněných karbonátů. Tufy obsahují útržky červené strusky, lapily pemzy, čedičové pumy s hladkým i rozpukaným povrchem o průměru až 1 m i útržky mezozoických hornin
Fig. 5. Contact between the red cinder and overlying agglomerate tuff. The red cinder, as marginal facies of lava sheets, contains tear-shaped rotated bombs and rare isometric fragments of caustic metamorphosed carbonate. The tuff contains fragments of the red cinder, pumice lapilli, basalt bombs with smooth and cracked surface up to 1 m in diameter and even fragments of Mesozoic rocks

◀

Obr. 4. Pohled na jz. bok elevace maaru Atexcaqui, budovaný šedými arenitovými až lutitovými tufy. Bázi profilu v těchto místech tvoří červená struska s černým popelem v nadloží, na nichž spočívají diskordantně šedé tufy maarotvorné erupce, pohřbívající zvlněný reliéf podložního vulkanického cyklu a napodobující zvrásnění (kompakční vrásy)
Fig. 4. View onto the southwestern side of the Atexcaqui maar elevation built by grey arenite to lutite tuff. The base of the profile is built here by red cinder with black ash in the overlier burying the undulatory surface of the subjacent volcanic cycle and imitating folding (compaction folds)

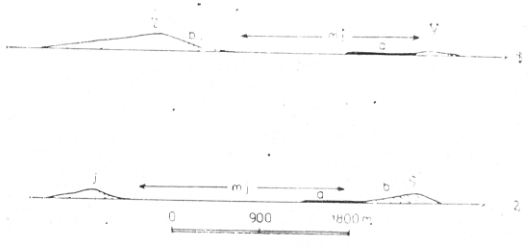
Jako tuf je označován v této práci nerovnoměrně a málo zpevněný vulkanoklastický materiál, který byl utržen a vyvržen v pevném nebo kapalném stavu. Jde o terénní pracovní název, protože lze těžko odhadnout stupeň zpevnění v pozitivně gradovaných vrstvách. V arenitové frakci na bázi vrstvy, která je tvořena krystalickými úlomky, je ojediněle vyvinut dotykový tmel, zatímco prachovité sklovité úlomky původního popela jsou obecně dobře zpevněny v lutitový tuf, a to zejména ve vrstvách s akrečními lapily, avšak i tento typ horniny je drobivý. Z nejlépe zachovaného profilu v z. stěně kráteru Alchichica (obr. 2, 6 až 9) je možno odvodit, že mocnost vrstev šedých tufů kolísá od 5 do 20 cm a vrstevnatost je tím dokonalejší, čím má vrstva menší mocnost (obr. 6).

Poměrně hojně vyvinuty jsou *impaktové struktury* (obr. 10 až 13), které dokumentují, že materiál byl vyvrhován do značné výše a sedimentoval jako granulometricky diferencovaný ve smyslu horizontálním i vertikálním *(eolická diferenciace* — Larsson, 1935). Při horizontální diferenciaci spolupůsobily zejména převládající jihovýchodní větry, které jsou shodné s dnešními a výrazně ovlivnily morfologii maarových valů. Jejich vnitřní strukturu charakterizuje *periklinální (plášťové) vrstvení* (obr. 8 až 10), které je nejlépe vyvinuto tam, kde byl reliéf plochý před maa-



Obr. 6. Profil z. stěnou kráteru Alchichica. A — výplavový kužel na úpatí stěny kráteru, B — sesutý blok hornin středního erupčního cyklu, 2, 3, — šedé arenitové až lutitové tufy maarotvorné erupce svrchního erupčního cyklu 3. Napravo: a — průměrné mocnosti vrstev na 50 cm profilu — b — vrstevnatost: I — dokonalá, II — výrazná, III — patrná, IV — nezřetelná

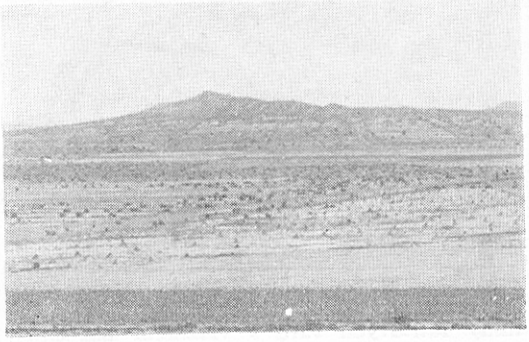
Fig. 6. Profile of the Alchichica crater western rampart. A — outwash cone along the base of the crater wall, B — slided-down boulders of rock, middle (2nd) eruption cycle, 3 — grey arenite to lutite of the maar-producing (upper, 3rd) eruption cycle. On the right side: a — average bed thickness in 50 cm vertical distances of the profile, b — bedding: I — perfect, II — marked, III — observable, IV — undiscernable



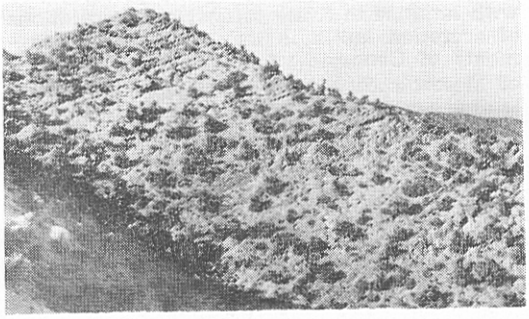
Obr. 7. Morfologické profily maarem Alchichica. 1 — ve směru Z—V, 2 — ve směru S—J, a — rozsah abrazní plošiny tvořené čedičovým příkrovem, b — šedé tufy maarotvorné erupce, periklinálně vrstvené, mj — rozsah maarového jezera

Fig. 7. Morphological profiles of the Alchichica maar. 1 — E—W direction, 2 — N—S direction, a — extent of the abrasion platform composed of basalt flow, b — grey tuff of the maar-producing eruption with periclinal bedding, mj — extetnt of he maar lake

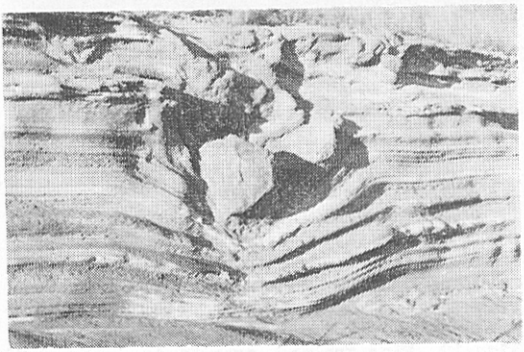
rotvornou erupcí. Při zvlněném přederupčním reliéfu jsou vyvinuty při bázi šedých tufů *kompakční vrásy*, které kopírují nerovnosti pohřbeného podloží (obr. 4) a postupně přecházejí do výrazného plášťového vrstvení ve vyšších polohách. Dokonalost *pozitivní gradace vulkanoklastik* v jednotlivých vrstvách byla asi přímo úměrná výšce erupčního sloupce. Přilnavé jemnozrnné laminy popela jsou v místě impaktů na vertikálních stěnách jakoby omítnuty a plochy vrstevnatosti byly prohnuty ještě za plastického stavu (obr. 10 až 14). Tyto sedimentologické jevy svědčí o přítomnosti vody a relativně mělkých erupcích v souhlase s hydrogeologickými poměry studované oblasti (Náprstek, 1979).



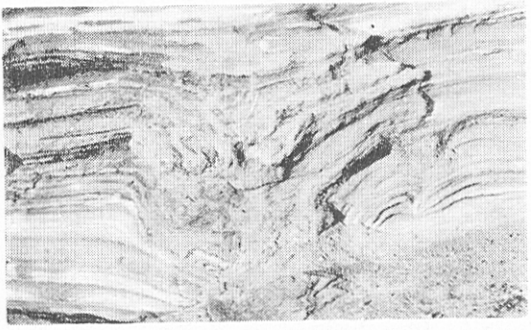
Obr. 8. Morfologie z. valu maaru Alchichica, jehož profil je schematicky znázorněn na obr. 7. Orientace snímku je shodná s obr. 9
Fig. 8. Morphology of the Alchichica maar western rampart (schematic profile in fig. 7). Photo orientation as in fig. 9



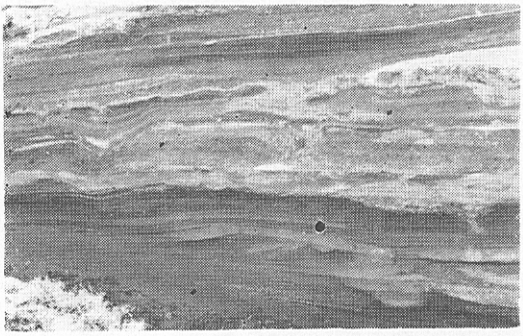
Obr. 9. Erozí nařízlý z. val maaru Alchichica, v němž je obnažen souvislý profil periklinálně vrstvených tufů
Fig. 9. Western rampart of the Alchichica maar cut by erosion and displaying continuous profile of periclinal bedding in the tuff



Obr. 10. Impakt ostrohranného úlomku čediče (o průměru asi 20 cm) v arenitových tufech, který porušuje vrstevnatost do hloubky asi 80 cm. Východní nízký val maaru Alchichica
Fig. 10. Impact of an angular basalt fragment (diameter around 20 cm) in arenite tuff disturbing the bedding into a 80 cm depth. Eastern rampart of the Alchichica maar



Obr. 11. Impakt několika ostrohranných úlomků různé velikosti (největší úlomek na bázi) porušující vrstevnatost arenitových až lutitových tufů do hloubky asi 50 cm. Východní val maaru Alchichica
Fig. 11. Impact of several angular fragments of different size (the biggest fragment in the base) disturbing the bedding in arenite to lutite tuff into a 50 cm depth. Eastern rampart of the Alchichica maar



Obr. 12. Jemnozrnné arenitové až lutitové tufy na bázi šikmo zvrstvené v jv. valu maaru Alchichica. Dokonalá laminace je porušena drobnými impakty plochých úlomků vybělených mezozoických vápenců. Ve spodní části snímku je patrna čeřinová struktura, jejíž závětrná strana obsahuje laminy o sklonu větším než 10°. Pohyb bazální vlny směřoval k JV (zprava doleva)
Fig. 12. Fine-grained arenite to lutite tuff with diagonal bedding in the base, southeastern rampart of the Alchichica maar. The perfect lamination is disturbed by impacts of tiny fragments composed of Mesozoic carbonates. In the lower part of the picture, a ripple-mark texture with laminae dipping over 10° to the leeward side is clearly discernible. The motion of the basal wave was to the SE (from the right to the left side)

Obr. 13. Jihovýchodní okraj kráteru Atexcaqui. Lapilové aglomeráty s impaktovými strukturami na bázi (uprostřed snímku) a laminy lutitových tufů s vložkami akrečních lapilů ve svrchních polohách. Úlomky terciérních vulkanitů (vlevo) a mezozoických karbonátů (vpravo) při svém dopadu prorazily a deformovaly několik ještě plastických vrstev a jsou spolu s akrečními lapily dokladem subaerického původu šedých tufů maarotvorné erupce
Fig. 13. Southeastern margin of the Atexcaqui crater. Lapilli agglomerate with impact texture in the base (centre of the picture) and with laminae in lutite tuff with intercalations of accretion lapilli in its upper levels. Fragments of Cenozoic volcanites (left side) and of Mesozoic carbonates (right side) are penetrating some still plastic beds by their impacts and are proofs, together with the accretional lapilli, for a subaeric origin of grey tuff of the maar-producing eruption

Zpravidla stratigraficky vyšší vrstvy o menší mocnosti (5 až 10 cm) obsahují „pizolity", správně akreční lapily, nebo i drobné lapily s kůrou. *Akreční lapily* jsou kulovité hlízky až téměř dokonalé kuličky (2 až 10 mm v průměru), které jsou tvořeny koncentrickými slupkami vulkanického popela. Jejich vznik vysvětlují J. G. Moore a D. L. Peck (1962) akrecí popela kolem vlhkého jádra za subaerické erupce, kterou svou přítomností spolehlivě dokládají. Koncentrická struktura akrečních lapilů byla též nalezena v křížově zvrstvených a bazální vlnou vzniklých uloženinách v Salt Lake Crater na Havaji (Fisher — Waters, 1970). Ve studované oblasti byla zjištěna i zřetelná *pozitivní gradace akrečních lapilů* (Náprstek, 1979) na lokalitě Alxoxuca (obr. 15) a její náznaky na lokalitě Atexcaqui (obr. 13), což zdůrazňuje spad akrečních lapilů ze značné výšky.

Ve v. stěně kráteru Alxoxuca jsou uloženy šedé tufy v *supradiskordanci* na lávovém proudu, avšak celkový tvar a roz-

sah tohoto litosomu není možno zjistit, protože je v nadloží i po stranách střezán smykovými plochami recentních sesuvů.

Nepochybně nejčetněji zastoupenými sedimentárními strukturami jsou *periklinální vrstvení tufů* v maarových valech, *laminace, pozitivní gradace* vulkanoklastik a *impaktové struktury*. Méně hojné jsou *dunám podobné struktury* a *křížové zvrstvení* (obr. 15) o nízkých úhlech, které indikují paprsčitě odstředivý pohyb vulkanoklastik při erupci.

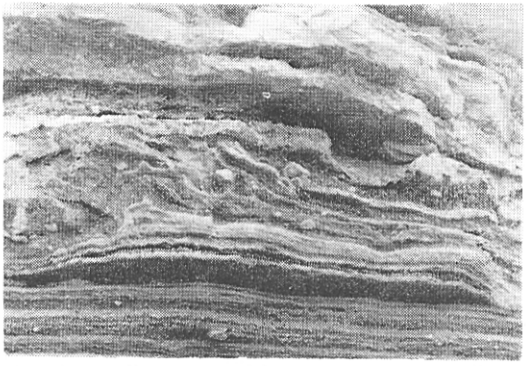
Dunám podobné struktury (obr. 12 a 15) mají většinou vlnovou délku kolem 50 cm a několikacentimetrovou výšku. Tenké laminy ukazují na postupné vytváření složitější struktury na původně plochém povrchu. Hřbet duny migroval po směru šíření bazální vlny při výbuchu. Závětrné laminy mají zpravidla sklony menší než 10° a menší než sklon hřebetu. Laminace je vždy dobře vyvinuta a zachována v každé stratigrafické úrovni, protože rychlost sedimentace byla značná stejně jako koheze sedimentu. Tyto struktury se podobají antidunám uloženým za režimu rychlého proudu v říčních náplavech.

Velmi vzácně byla zastižena v profilech stěn *drobná koryta* v příčném řezu a *synsedimentární deformace* (obr. 14) vzniklé *gravitačním shrnutím* sedimentu v hydroplastickém stavu. V jediném případě byla pozorovaná na styku granulometricky rozdílných vrstev struktura upomínající na *plamennou strukturu* v podobě asymetrické čeřiny s rozvlečenými a překocenými hřbítky.

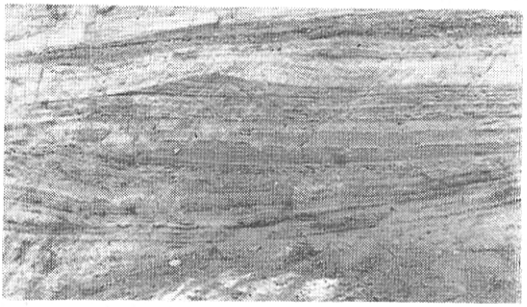
Kulovité nebo nepravidelné dutiny nebo bubliny vznikající expanzí páry po uložení sedimentu však nikde nebyly zjištěny.

Mechanismus sedimentace

Při maarotvorných erupcích vznikají bazální prstencovité mračna pohybující se centrifugálně jako turbulentní proudění od báze vertikálního sloupce exploze. Tyto prudce vzduté bazální vlny (ang. *base-sur-*



Obr. 14: Severovýchodní stěna kráteru Tecuitlapa. Lapilové až lutitové tufy byly porušeny gravitačními skluzy v plastickém stavu (uprostřed snímku)
Fig. 14. Northeastern rampart of the Tecuitlapa crater. Lapilli to lutite tuff disturbed by gravity sliding in plastic state (centre of the picture)



Obr. 15. Diagonálně a plošně paralelně laminované arenitové až lutitové tufy na jv. periférii valu maaru Alxoxuca. Uprostřed čeřinovitá struktura (pohyb bazální vlny zleva doprava), nad níž je vrstva pozitivně gradovaných akrečních lapilů
Fig. 15. Diagonal and planparallel lamination in arenite to lutite tuff along the southeastern periphery of the Alxoxuca maar rampart. Ripple-mark texture in the centre (basal wave motion was from the left to the right) with accretion lapilli bed in the overlier displaying positive gradation

ge), vznikající přirozeně při vulkanických erupcích, mohou být vyvolány též uměle termojadernými a chemickými explozemi nebo explozemi při impaktech nadzvukové rychlosti.

Podle povahy exploze a vyvrhovaného materiálu může bazální vlna unášet buď pouze vodní kapénky a plyn jako při mělké subakvatické nukleární explozi, která se uskutečnila na atolu Bikini v roce 1946, nebo klastický materiál. V geologické literatuře byl tento jev poprvé popsán A. F. Richardsem (1959) při vzniku a vývoji mexického vulkánu Barcena na ostrovech Revilla Gigedo v Pacifiku. Tento autor srovnával charakter erupčního sloupce jmenovaného vulkánu na ostrově San Benedicto s atomovou explozí na atolu Bikini. Později R. W. Fisher (1966) aplikuje tento mechanismus sedimentace na vznik popelových proudů. Pozorování horizontálně se pohybujících mračen sopky Taal na Filipínách pomohla rozšířit tento koncept bazálních vln na freatomagnetické erupce (Moore, 1967). Pozdější práce prohloubily poznatky těchto jevů (Croowe — Fisher, 1973, Schmincke — Fisher — Waters, 1973).

Vlastní mechanismus sedimentace je dán paprsčitým rozptylem bazálních vln a má tři stadia, která se však mohou plynulými nebo pulsujícími erupcemi překrývat.

1. Stadium: Bílá pára s několika pevnými částicemi se vzduje a šíří se na vnější stranu bezprostředně z báze vynořujícího se erupčního sloupce, na jehož periférii se sráží.

2. Stadium: Černý chochol pevných částic paprsčitě vystřelí po balistických trajektoriích ze stěn vyrůstajícího erupčního sloupce, který se uvnitř roztrhává výbuchem par.

3. Stadium: Turbulentní směs pevných částic, vodní páry a vzduchu proudí na vnější stranu, splývá s vlnou páry a opadá na zem.

Rychlost této vlny pozorovaná u sopky Taal měla rychlost cyklónu. Na své vnější straně se podobala žhavým mračnům, z nichž některá jsou vyvinuta buď jako turbulentní, nebo mají charakter žhoucích lavin pohybujících se od báze erupčního sloupce na vnější stranu (Hay, 1959) a lze je označit jako bazální vlny. Anglický termín base — surge je však vyhrazen pro relativně chladné jevy, které byly pozorovány poprvé na sopce Taal. Bazální vlny této erupce zničili pískem stromy a objekty na vzdálenost až 6 km. Protože nikde nebyly zjištěna spálená dřeva, musela teplota těchto vln odpovídat zhruba teplotě vodních par. Současně byly vyvrhovány popely, lapily a bloky až 1 m v průměru.

Mechanismus maarotvorných erupcí

Na základě dnešních poznatků se považují *fluidizované freeatomagmatické erupce* (Ollier, l. c.) za hlavní maarotvorný mechanismus. Dříve byly tyto celkem vzácné formy vulkanismu geneticky spojovány s *freatickou erupcí (explozí)*. Název je odvozen z řečtiny *(frear-dutina, díra, vrt)*. Jako *freatická voda* se označovala voda vyskytující se mělko pod zemským povrchem (Daubrée, 1887). Zcela rozdílné pojetí má však tento termín ve vulkanologii. F. E. Suess (1902) jí rozuměl přeměnu podzemní vody v páru i exploze o nízké teplotě neprovázané fluidními nebo magmatickými vyvrženinami, u nichž je zdůrazňována extrémní prudkost. V podstatě shodně chápou freatickou explozi i H. T. Stearns a G. A. McDonald (1946), kteří mají na mysli občasné erupce sopky Halemaumau na Havajských ostrovech. Odlišný názor vyslovili A. H. Fay (1920) a C. M. Rice (1941), předpokládající explozi těkavých složek ve stropě magnetického tělesa bez intruze rozžhavené hmoty, což de facto není freatická exploze. Fairbrid-

ge (1969) chápe freatickou explozi jako prudkou erupci čerstvého magmatu vyvolanou reakcií vody a lávy v jícnu sopky, jejímž příkladem je sopka Krakatau. R. Morimoto a J. Ossaka (1964) považovali za freatickou erupci dokonce jen výtok mléčně zbarvené bahnité vody o teplotě pod 100 °C ze 700 m dlouhé trhliny bez exploze. A. Rittmann (l. c.) popsal jako freatickou erupci sopky Bandaisan v roce 1888, která vznikla přehřátím podzemních vod horkými juvenilními plyny. Termínem freatický označuje tedy jiný mechanismus, který aplikuje i na genezi diatrém v Egyptě. Jím popsaný jev se již blíží představě *fluidizace* (Cloos, 1941). Zpravidla nelze přesně říci, zda uvolněná pára je freatického, nebo magmatického původu, na což upozornil již A. Holmes (1965). Proto H. T. Stearns a G. A. McDonald (l. c.) použili termínu *hydroexploze* pro všechny případy erupcí komplikovaných vznikem par vod nemagmatického původu a rozdělují tuto hydroexplozi na submarinní, litorální, freatickou, freatomagmatickou a subglaciální. Obecně platí, že freatická erupce je vzácná a lze ji těžko odlišit od freatomagmatické.

Teorie snažící se vysvětlit vznik maarů jsou v podstatě tři. Prvá se označuje v anglosaské literatuře jako *big bang („velké bouchnutí")* a nelze ji aplikovat na mexické maary studované oblasti, protože v žádném případě nevznikly jedinou explozí. Vždy jde o několik erupčních cyklů, které dokumentuje rozdílný stratigrafický sled a paleogeografické rozšíření vulkanogenních produktů i hiáty v jejich sedimentaci. Za vlastní maarotvornou erupci možno považovat jen rytmicky pulsující erupce. Pouze ty daly vznik šedým lapilům a popelům, jen místy zpevněným v arenitové až lutitové tufy.

Druhá teorie se označuje jako *tap model („naražení pípy")*, jejíž autoři O. P. Singleton a E. G. Joyce (1969) řeší lépe mechanismus pulsujících erupcí a s nimi spjaté změny produktů obdobně jako u gejzírů v závislosti na tlaku a teplotě.

Třetí teorie, *fluidizace*, předpokládá, že v hloubce uvolněná energie není schopna vymršťovat drcenou horninu, takže „vrstvy se vaří" a nastává pulverizace materiálu abrazí všude tam, kde je přítomna voda.

Na vznik studovaných mexických maarů lze nejlépe aplikovat druhou a třetí teorii a jejich kombinace.

Závěr

1. Maarotvorné erupce studované oblasti jsou sedimentologicky charakterizovány periklinálním vrstvením vulkanoklastik v nízkých prstencovitých valech, jejichž asymetrie v plánu i profilu byla způsobena převládajícími větry jihozápadního směru (obr. 7).

2. Periklinální (plášťové) vrstvení je nejdokonaleji vyvinuto tam, kde reliéf před maarotvornou erupcí byl plochý. V místech zvlněného reliéfu jsou vyvinuty při bázi šedých tufů kompakční vrásy, které kopírují nerovnosti pohřbeného podloží (obr. 4) a postupně přecházejí do výrazného periklinálního vrstvení ve vyšších polohách.

3. Vlastní maarotvorný erupční cyklus je nejmladší a začíná na bázi chaoticky uloženými aglomerátovými tufy, které do nadloží přecházejí rychle do výrazně vrstvených arenitových až lutitových tufů. Výjimku tvoří jen maar Tecuitlapa, kde nejmladší erupci reprezentují tři až čtyři kužely, budované aglomeráty, struskou, pumami a patrně i lávou.

4. Čím menší je mocnost vrstev, tím dokonalejší je vrstevnatost. Obě tyto charakteristiky jsou závislé na vzdálenosti od erupčního centra a spolu s granulometrickými parametry jsou výrazem eolické diferenciace.

5. Pozitivní gradace vulkanoklastik a výjimečně i akrečních lapilů ve většině vrstev byla obecně přímo úměrná výšce erupčního sloupce a je výrazem pulsujícího charakteru subaerické erupce.

6. Počáteční stadium ukládání vulkanoklastik lze charakterizovat přítomností vody, čemuž nasvědčuje plastické prohnutí vrstev tufů při impaktech, náznaky drobných erozních rýh a gravitační deformace. Tento jev je v souladu s hydrogeologickými podmínkami vzniku maarů v studované oblasti.

Recenzoval V. Konečný

LITERATURA

Civetta, L. — Gasparini, P. — Luongo, G. — Rapolla, R. 1974: Physical volcanology. *Developments in solid earth geophysics 6, Elsevier.*

Cloos, H. 1941: Bau und Tätigkeit von Tuffschlotten. Untersuchungen an dem Schwäbischen Vulkan. *Geol. Rdsch. (Berlin) 32. S. 709—800.*

Croowe, B. M. — Fisher, R. W. 1973: Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. *Geol. Soc. Amer. Bull. (New York) 84, pp. 663—682.*

Daubreé, G. A. 1887: Les eaux souterraines. *Ch. Dunod, Paris.*

Fay, A. H. 1920: Glossary of the mining and mineral industry. *Bull. Bur. Mines (Washington), pp. 95.*

Fisher, R. W. 1966: Mechanism of deposition from pyroklastic flows. *J. Amer. Sci., 264, pp. 350—363.*

Fisher, R. W. — Waters, A. C. 1970: Base-surge bed forms in maar volcanoes. *J. Amer. Sci., 268, pp. 157—180.*

Hay, R. L. 1959: Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B. W. I. *J. Geol., 67 (Chicago), pp. 540—562.*

Holmes, A. 1965: Principles of physical geology. *Nelson London, pp. 1—1288.*

Illies, H. 1959: Die Entstehungsgeschichte eines Maares in Südchile. *Geol. Rdsch., 48 (Berlin), S. 232—247.*

Larsson, W. 1935: Vulkanische Äsche vom Ausbruch des chilenischen Vulkans Quizapu (1932) in Argentina gesammelt. *Bull. Geol. Inst. Univ. (Uppsala), 26, S. 27—52.*

Morimoto, R. — Ossaka, J. 1964: Low temperature mud-explosion of Mt. Yake. *Bull. volcanol., 27 (Napoli), pp. 49—50.*

Moore, J. G. — Peck, D. L. 1962: Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. *J. Geol., (Chicago), 70, pp. 182—193.*

Müller, G. — Veyl, G. 1957: The birth of Nilahue, a new maar type volcano at Rininahue, Chile. *Int. Geol. Congr. Rep. 20 th. Sect. 1, pp. 232—247.*

Náprstek, V. 1979: Maarotvorné erupce ve státe Puebla, Mexiko. *Acta Univ. Carol., Geogr. XVI (Praha), 2, s. 19—53.*

Ollier, C. D. 1974: Phreatic eruptions and maars. *In: Civetta L. et al.*

Ordoñez, E. 1906: Los xalapazcos del Estado Puebla. *Parangones Inst. geol. Méx. T. I. (México), 1—10, p. 296—344, 349—393 (1905), 1903—1906.*

Rice, C. M. 1941: Dictionary of geological terms. *Ann. Arbor, Michigan, Edwards.*

Richards, A. F. 1959: Geology of the Islas Revilla Gigedo, Mexico. 1. Birth and development of Volcán Barcena, Isla de Benedicto. *Bull. volcanol. Union Géod. Géoph. Intern. (México), Ser. II, v. XXII, pp. 73—123.*

Rittmann, A. 1962: Volcanoes and their acitivity (translated by E. A. Vincent). *Interscience (New York). N. Y., pp. 1—305.*

Schmincke, H. U. — Fisher, R. W. — Waters, A. C. 1973: Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. *Sedimentology (Amsterdam—New York), 20, pp. 553—574.*

Singleton, O. P. — Joyce, E. B. 1969: Cainozoic volcanity in Victoria. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust. (Canberra), 2, pp. 145—154.*

Stearns, H. T. — McDonald, G. A. 1946: Geology and ground-water resources of the island Hawaii. *Hawaii Dir. Hydrogr. Bull., 9.*

Suess, F. E. 1902: Über heisse Quellen. *Verh. Gesell. dtsch. Naturforscher u. Ärzte in Karlsbad 1902, Leipzig 1903.*

Mineralia slov.
14 *(1982), 431—441*

Lawsonit z horninových obliakov kriedových zlepencov bradlového pásma

MÁRIA ŠÍMOVÁ*, EVA ŠAMAJOVÁ**

* Katedra petrografie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava
** Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava

(7 obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 8. 12. 1981

Лавсонит в гальке меловых конгломератов утёсового пояса

Лавсонит был установлен в гальке конгломератов алб-сеноманского и туронского возраста утёсового пояса на месторождении Поважска Быстрица, Поважски град, Подважье, Орлове и Носице.

По генезису лавсонит связан с метаморфными средними и основными вулканическими породами а также и с метаморфно вулканоосадочными породами. Потверждается метаморфоза до алпского возраста на серии, из которых образововался галечный материал конгломератов. Первое месторождение лавсонита на территории ЧССР документируется результатами оптического, РТГ анализов и микроанализом.

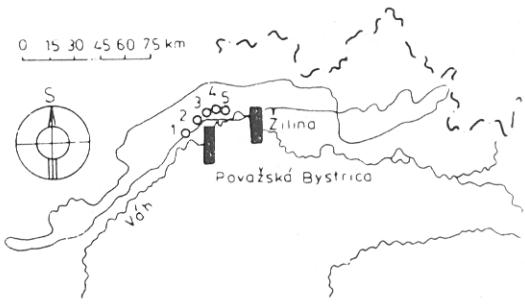
Lawsonite from rock pebbles in the Cretaceous conglomerate of the Pieniny Klippen Belt

Lawsonite has been found to occur in rock pebbles composing Albian-Cenomanian and Turonian conglomerate of the Klape unit in the Pieniny Klippen Belt (Považská Bystrica, Považský hrad, Podvažie, Orlové and Nosice localities). Lawsonite occurs in basic to intermediate metavolcanite and proves high-pressure metamorphism of Pre-Albian age of sequences yielding the pebble material for Middle Cretaceous conglomerate of the Klape unit. The first occurrence of lawsonite for Czechoslovakia is documented by optical, X-ray and quantitative microanalytical data.

V ostatných rokoch sa pri výskume zlepencov bradlového pásma v albsko-cenomanských a turónskych zlepencoch klapskej jednotky našlo množstvo obliakov doteraz neznámych hornín (Marschalko — Mišík — Sýkora — Šímová, 1980). V niektorých z takýchto hornín sme zistili lawsonit.

Pretože lawsonit z hľadiska petrogenetického a petrotektonického vývoja hornín patrí do skupiny osobitne informatívnych minerálov a pretože sa o otázke jeho zastúpenia alebo chýbania ako jedného z kritických minerálov vysokotlakovej — nízkoteplotnej metamorfózy v horninách Západných Karpát často v posledných rokoch na odborných geologických fórach diskutuje, ako aj preto, že nenápadný vývoj lawsonitu by sa pri bežnej analýze hornín Západných Karpát mohol aj prehliadnuť, chceme v tejto práci osobitne upozorniť na výskyt lawsonitu v obliakoch strednokriedových zlepencov klapskej zóny bradlového pásma. Uvádzame aj jeho zloženie a niektoré fyzikálne vlastnosti, podľa ktorých sme ho aj pri jeho drobnozrnitom až mikroskopickom vývoji identifikovali optickými metódami, rtg metódou a metódou kvalitatívnej mikroanalýzy, a to napriek tomu, že výskum celého komplexu obliakov magmatických hornín zlepencov bradlového pásma ešte nie je ukončený.

Paragenetické vzťahy minerálnych asociácií v nájdených horninách s lawsonitom sú mimoriadne zložité. Vyžadujú zdĺhavejšie identifikačné, preverovacie aj porovnávacie skúšky viacerých metamorfogénnych aj sedimentogénnych minerálov, ktoré s lawsonitom vystupujú. O niektorých podstatných i sprievodných prejavoch genézy a vývoja lawsonitických hornín sa budeme môcť vyjadriť až po ukončení týchto analýz.



Obr. 1. Miesto nálezu obliakov hornín s lawsonitom v zlepencoch — v schéme bradlového pásma. 1 — Považská Bystrica, 2 — Považský hrad, 3 — Podvažie, 4 — Orlové, 5 — Nosice
Fig. 1. Occurence site of lawsonite-bearing pebbles in conglomerate of the Pieniny Klippen Belt. Locatities: 1 — Považská Bystrica, 2 — Považský hrad, 3 — Podvážie, 4 — Orlové, 5 — Nosice

Miesta nálezu hornín s lawsonitom a charakteristika lokalít

Horniny s lawsonitom sa našli (l. c.) ako obliaky v albsko-cenomanských aj turónskych zlepencoch v klapskej jednotke bradlového pásma na týchto lokalitách: 1 — Považská Bystrica, 2 — Považský hrad, 3 — Podvažie, 4 — Orlové, 5 — Nosice (obr. 1). Ide dovedna o 36 vzoriek z 500 skúmaných vzoriek pokladaných za báziká. Zlepence lokalít možno podľa R. Marschalka stratigraficko-tektonicky charakterizovať takto:

1. Považská Bystrica — zvážnica, zárez cesty 750 m na V od vrchu Stavná (601 m) nad Považskou Bystricou. Klapská jednotka, alb — cenoman.

2a. Považský hrad — zárez lesnej cesty asi 750 m na ZZS od zrúcanín hradu. Klapská jednotka, cenoman.

2b. Považský hrad — lom, opustený kameňolom 900 m na S od kostola v Považskom Podhradí. Klapská jednotka, cenoman — turón.

3a. Podvažie I — malý opustený lom na poľnej ceste medzi Šebešťanovou a Podvažím. Klapská jednotka, alb — cenoman.

3b. Podvažie II — malý opustený lom na severnom okraji obce pod kótou 361 m. Klapská jednotka, cenoman — turón.

4. Orlové — lesná cesta, zárez na pravej strane potoka 1 km na SSV od kaštieľa v Orlovom. Klapská jednotka, alb.

5. Nosice — priehradný múr, skalné odkryvy nad železnicou. Klapská jednotka, alb.

Na týchto lokalitách popri sedimentárnych horninách vystupujú v zlepenci aj obliaky iných, najmä bázických a acidných, viac aj menej alterovaných vulkanických hornín, ako aj viacerých typov a variet granitoidných hornín.

Prevažná väčšina sedimentárnych, magmatických a metamorfovaných hornín v zlepenci lokalít sa pokladá (Andrusov, 1939, Mišík — Sýkora, 1981) za exotickú.

Také sú aj horniny s lawsonitom. Za ich zdrojovú oblasť spomenutí autori považujú exotickú oblasť predpokladanej pienidnej kordiléry.

Charakteristika lawsonitických hornín

Horniny s lawsonitom v obliakoch sú nenápadné. Niektoré obliaky dosahujú veľkosť päste, iné sú oveľa menšie, ploské, tabuľkovité aj diskovité. Sú sivé až tmavosivé a s hladkým matným povrchom. Na lomných plôškach obliakov sú horniny drobnozrnité až celistvé, v niektorých obliakoch sú výrazne nerovnorodé.

V terénnych podmienkach ich na základe štruktúrnych a textúrnych znakov, farby a čiastočne aj minerálneho zloženia nemožno bližšie identifikovať ako metavulkanity, niektoré ako metamorfované vulkanosedimentárne (vulkanit s pelitom, vulkanit s tufitom, vulkanit s uhličitanmi) horniny. Takéto rozlíšenie je možné len po dôkladnej prehliadke vzoriek s porovnávaním a skúšaním veľkého množstva obliakov navzájom.

Na rezných plôškach obliakov viacerých vzoriek tejto skupiny (vzorky rezané na analýzu petroštruktúr v odrazenom svetle a na vyhotovenie výbrusov) sú nápadne biele pravidelne lištovité (maximálne 2×0,5 mm veľké) a izometrické zrniečka. V niektorých vzorkách sú takéto zrniečka usporiadané paralelne až subparalelne, v iných akoby ofiticky. V ojedinelých vzorkách majú vzhľad porfyrických výrastlíc živcov a sú čiastočne fluidálne usporiadané. V niektorých vzorkách sú to len škvrny a bodky bielej farby. Biele zrniečka pripomínajú živcovú časť horniny. Až mikroskopickou analýzou sa dá zistiť, že zodpovedajú lawsonitu a že prevažná časť vzoriek s týmito zrniečkami je bezživcová, príp. že ide o špeciálnu zámenu živca magmatického, intratelurického vývoja kryštálikmi lawsonitu.

Iba v niektorých zo skúmaných vzoriek sa dajú okom alebo lupou rozlíšiť aj zrniečka femických minerálov. Stĺpikovité a tabuľkovité kryštáliky zatláča drobnozrnitejšia až afanitická sivočierna až sivá masa.

V niektorých vzorkách sú nápadné zrniečka rudnej povahy — pyritu aj chalkopyritu. V ojedinelých vzorkách bol identifikovaný granát s prevahou almandínovej zložky (Šimová — Šamajová, 1981).

Aj v prípade tmavých minerálov sme až mikroskopickou analýzou zistili, že v časti zrniečok (v niektorých vzorkách) reliktné magmatické pyroxény čiastočne alebo úplne zatláča chlorit, pyroxén a amfibol.

Niektoré vzorky sú nápadné paralelným usporiadaním, akoby vrstvovitosťou a v niektorých sa zistilo striedanie pyroklastických a klastických častí. Ide o metamorfované intermediárne vulkanotufity a metamorfované bázické vulkanopelity.

Nijaké vzorky tejto skupiny nemajú výrazné znaky stavby metamorfovaných hornín. Zrnitosť hornín nepresahuje 2 mm. Väčšie zrniečka sú ojedinelé alebo sú výrazne zatláčené, resp. zodpovedajú zhluku viacerých kryštálikov.

Detailnou mikroskopickou analýzou štruktúr hornín sa zistilo, že:

1. niektoré primárne rovnorodé horniny (v rozsahu 1 vzorky) strednozrnité až hrubozrnité; zrniečka veľké až 15×3 mm hypoabysálneho aj efuzívneho vývoja majú v dôsledku viacnásobnej rekryštalizácie primárne štruktúry, niekde čiastočne, na inom mieste (v rozsahu 1 výbrusu, čo je plôška 2×2 cm) úplne porušené so zachovanými obrysmi primárnych magmatických zrniečok pyroxénu, olivínu, živca, a že súčasné zloženie týchto hornín zodpovedá zložitému viacetapovitému vývoju — niekoľkým vzájomne sa prekrývajúcim paragenézam.

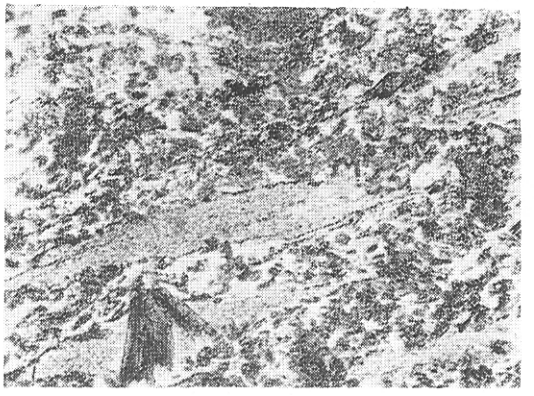
2. Niektoré primárne nerovnorodé horniny (vulkanit + sediment) majú petro-

štruktúrne znaky rekryštalizovaných bázických vulkanitov a pelitov (resp. uhličitanov) aj rekryštalizovaných intermediárnych vulkanitov a pelitov (príp. tufitov).

V každej z týchto vzoriek s lawsonitom vystupuje modrý amfibol (Na amfibol), kremeň, chlorit, albit, epidotovo-zoisitové minerály, uhličitany, v niektorých aj svetlá sľuda a stilpnomelán (ako najmladšia asociácia), v niektorých grafitický pigment.

Podiel reliktov primárnych štruktúr a minerálov a podiel metamorfogénnych asociácií je variabilný.

Všetky horniny tejto skupiny s ohľadom na osobitne sledovaný a v nich zastúpený lawsonit označujeme ako „lawsonitické horniny". Ide v podstate o metamorfované bázické aj intermediárne jednoduché alebo zložené horniny so sedimentmi s 5—57 % podielom lawsonitu a 20—85 % modrého amfibolu (glaukofánu) v nich, o lawsoniticko-glaukofanické, resp. glaukofanicko-lawsonitické horniny.



Obr. 2. Metavulkanopelitická hornina s lawsonitom a Na amfibolom. V uhlopriečke obrázka sú vidiľtené relikty po kremitom pelite. Subparalelne s nimi sú uložené zrniečka lawsonitu. N—P, zväčš. 30×, Nosice

Fig. 2. Metamorphosed volcanopelitic rock with lawsonite and sodic amphibole. Visible relics after siliceous pelite are arranged along the diagonal of the picture. Lawsonite grains are placed subparallelly to the relics. N—P, magn. ×30, Nosice locality

Podľa doterajšieho prieskumu chemické zloženie hornín s lawsonitom (Šímová, 1981) zodpovedá vo väčšine prípadov zloženiu bazaltov toleiitového charakteru s normatívnym kremeňom do 10 %, v niektorých prípadoch zloženiu alkalických bazaltov s normatívnym nefelínom do 15 %. Vo vzorkách vulkanicko-sedimentogénnych (bázických) hornín je bazaltový charakter zastretý vysokým podielom normatívneho kremeňa (až 40 %). Chemické zloženie vulkanicko-sedimentogénnych intermediárnych hornín charakterizuje vysoký podiel normatívneho korundu a kremeňa. V sedimentogénnych kremitých horninách dosahuje normatívny kremeň 70 %. Všetky vzorky charakterizuje pomerne vysoký podiel Fe_2O_3/FeO a podiel + H_2O dosahuje 1,20—8,37 %.

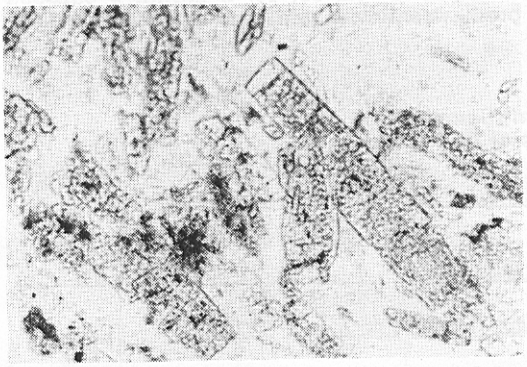
Charakteristika lawsonitu

Mikroskopický výskum

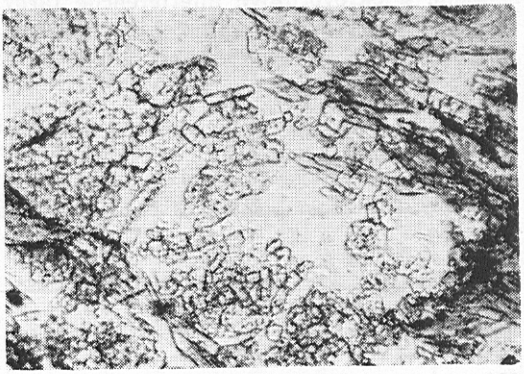
Lawsonit vo výbrusoch skúmaných vzoriek (bázické vulkanity, intermediárne vulkanity, vulkanopelity) je nápadný zhodným vývinom (habitusom), ako aj viacerými optickými konštantami. Optické konštanty skúmaného aj porovnávaného lawsonitu uvádzame v tab. 1. Lawsonit sme prevažne pozorovali v pravidelných pravouhlých rovnobežníkových rezoch veľkých max. 2×0,5 mm (lišty sa podobajú lištám živca), ojedinele v pravidelných 4-uholníkoch až 6-uholníkoch alebo v nepravidelných a neúplne vyvinutých kryštálikoch (obr. 2—6). Je číry, len niekedy so zakalenými plôškami. Ide najpravdepodobnejšie o neúplne prekryštalizované živcové relikty. Rezy lawsonitu sú vo väčšine prípadov ohraničené ostrými rovnými hranami. Okraje plôšok sú zriedkavejšie akoby deravé, dorastajúce ap. Reliéf je nápadný, pozitívny, nepomerne vyšší ako reliéf chloritu. Lišty majú vyšší reliéf ako modré amfiboly a chlority, s ktorými lawsonit vystupuje. 4-uholníkové až 6-uholníkové plôšky majú evidentne nižší reliéf ako lištové rezy. Zháša rovnobežne, na plôškach 4-uholníkových až 6-uholníkových rezoch súmerne. Na lištových rezoch je nápadná okrovoružová interferenčná farba I. radu Newtonovej škály bez akýchkoľvek anomálií. Ojedinele sú zastúpené aj dvojčatné zrasty viditeľné na lištových rezoch.

Optické hodnoty sme merali z lawsonitu metabázik (tab. I—1a) Podvažie I, Považský hrad — zárez lesnej cesty a z metamorfovaných vulkanopelitov (tab. I—1c) Nosice — priehradný múr.

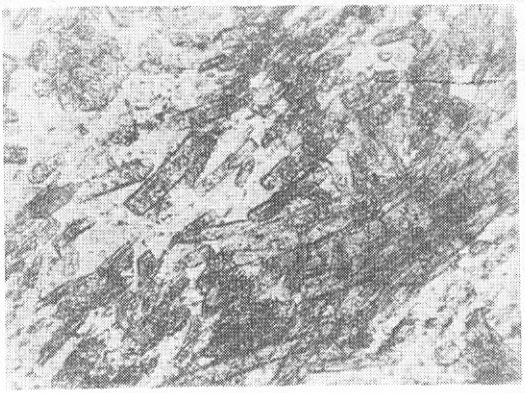
Optická orientácia lawsonitu nie je podľa viacerých mineralogických kompendií jednotná. Tak napríklad C. Hintze (1938) komentuje orientáciu (tab. 1) prototypu lawsonitu z polostrova Tiburn v Kalifornii, ktorý identifikovali F. L. Ramsone — Ch. Palache a ktorí skúmaný minerál súčasne pomenovali podľa profesora A. C. Lawsona ako: $N\gamma = c$ a R. o. o. = (010). Podobnú orientáciu udáva aj A. N. Winchel (1951). W. E. Tröger (1956) a W. A. Deer — R. A. Howie — J. Zussman (1965) udávajú orientáciu $\alpha = z$ a R. o. o. = = (100). Z rozdielnej orientácie potom vychodia aj rozdielne údaje o niektorých fyzikálnych vlastnostiach a optických konštantách



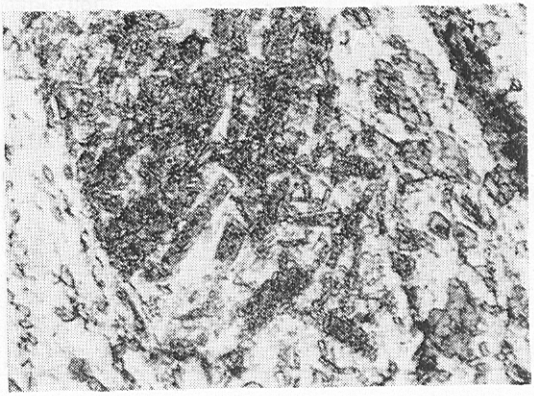
Obr. 3. Lištovité zrniečka lawsonitu v metavulkanopelitickej hornine — detail obr. 2. N—P, zväčš. 65×
Fig. 3. Lathy lawsonite in metavolcanopelitic rock. Detail of the fig. 2, N—P, magn. ×65



Obr. 5. Zrniečka lawsonitu v metavulkanopelitickej hornine. Vzorka ako obr. 2 — iný záber. N—P, zväčš. 42×
Fig. 5. Lawsonite grains in metavolcanopelitic rock. Sample as in fig. 2, parallel nicols, magn. ×42



Obr. 4. Zrniečka lawsonitu i Na amfibolu v metabázickej hornine. N—P, zväčš. 65×, Orlové
Fig. 4. Lawsonite and sodic amphibole grains in metabasic rock. N—P, magn. ×65, Orlové locality



Obr. 6. Zrniečka lawsonitu na plôške pôvodnej výrastlice živca v metaintermediárnej hornine. N—P, zväčš. 35×, Podvažie
Fig. 6. Lawsonite grains along the surface of a former felspar phenocryst in intermediate metavolcanic rock. N—P, magn. ×35, Podvažie locality

(o štiepateľnosti a jej prejavovaní sa, o charaktere dĺžky a o optickom charaktere, veľkosti uhla 2V ap.).

Podľa našich zistení by maximálne zastúpené lištové rezy s charakterom zóny θ odpovedali plochám (001) a 4-uholníkové plôšky (s nižšími interferenčnými farbami a s východmi optických osí) plochám (010). R. o. o. = (100) a $\alpha = z$.

Medzi osobitne nápadné znaky lawsonitu vo výbruse patrí (v našom prípade) vysoký reliéf pravidelných lištových zŕn, rovnobežné zhášanie a okrovoružové interferenčné farby bez anomálií.

Optickú identitu skúmaného minerálu s lawsonitom potvrdzujú aj výsledky rtg fázovej analýzy.

Rtg výskum

Na rtg fázovú analýzu sme použili diamagnetickú frakciu z metamorfovaných vulkanopelitov vz. MVP-1 — lokalita Nosice, priehradný múr.

Pretože sa optickými metódami potvrdila zhoda podstatných optických znakov lawsonitu (tab. 1—1a, 1b, 1c) z hornín s odlišnou predlawsonitovou genézou a zložením, pokla-

Optické konštanty lawsonitu
Optical constants of Lawsonite

Tab. 1

	1a	1b	1c	2	3	4	5	6
$N\alpha$	1,663	1,660	1,661		1,665 ± 0,002	1,6650	1,665	1,665
$N\beta$					1,675 ± 0,002	1,6690	1,674—1,675	1,674
$N\gamma$	1,682	1,681	1,680	1,670—2	1,686 ± 0,002	1,6840	1,684—1,686	1,684
2V	+83 ± 2°	+78 ± 2°	+82 ± 2°	+82—84°	—78—87°	—84°6′	+76—87°	+84
CH . Z	θ	θ	θ	θ				θ
α	bezfarebný	bezfarebný	bezfarebný	neuvádza	bezfarebný	bezfarebný	modrosivý	bezfarebný
β	bezfarebný	bezfarebný	bezfarebný	neuvádza	bezfarebný	bezfarebný	žltozelený	bezfarebný
γ	bezfarebný	bezfarebný	bezfarebný	neuvádza	bezfarebný	bezfarebný	bezfarebný	bezfarebný
Δ	0,019	0,021	0,019	0,019		0,019 (Na) 0,027 (biele)		0,019
opt. orient	$N\alpha = z$ $N\gamma = y$ $N\beta = x$	$N\alpha = z$ $N\gamma = y$ $N\beta = x$	$N\alpha = z$ $N\gamma = y$ $N\beta = x$	neuvádza	$N\beta = y$	$N\gamma = z$	$N\gamma = y$ $N\alpha = z$	$N\beta = x$ $N\gamma = y$ $N\alpha = z$
R. o. o.	(100)	(100)	(100)			(010)	(100)	(100)

1a — lawsonit z metabázik — obliaky albsko-cenomanských zlepencov bradlového pásma, 1b — lawsonit z metamorfovaných intermediárnych hornín albsko-cenomanských zlepencov bradlového pásma, 1c — lawsonit z metapelitov — obliaky albsko-cenomanských zlepencov bradlového pásma, 2 — lawsonit z lawsoniticko-glaukofanických bridlíc Pendžinskej oblasti (Dobrecov, 1974), 3 — lawsonit z lawsoniticko-glaukofanických bridlíc — zóna Sanbagava (Seki, 1958), 4 — lawsonit — prototyp — z gastalditových bridlíc — polostrov Tiburn — Kalifornia (Hintze, 1938), 5 — lawsonit — (Deer — Howie — Zussman, 1965), 6 — lawsonit — (Tröger, 1956)

Rtg analýza lawsonitu
X-ray analysis of Lawsonite

Tab. 2

Čís. Línia	1 d (nm)	I	2 d (nm)	I	3 d (nm)	I	Pozn.
1	1,425	20					*chl*
2	0,708	50					*chl*
3	0,659	40			0,650	40	
4	0,489	20	0,486	84	0,485	40	
5			0,459	39	0,457	20	
6	0,425	50	0,417	40	0,415	25	*Q*
7	0,404	10					
8	0,378	20					
9	0,366	30	0,364	38	0,363	40	
10	0,353	100					*chl*
11	0,335	100					*Q*
12	0,327	30	0,325	30	0,324	25	
13	0,319	10					
14	0,306	10					
15	0,293	30	0,292	46	0,272	40	
16	0,272	60			0,292	80	
17	0,267	30			0,267	55	
18	0,264	70	0,262	100	0,263	100	
19					0,262	25	
20	0,246	80	0,243	95	0,2431	60	
21	0,240	10	0,239	32			
22	0,228	40	0,228	26	0,2278	30	
23	0,225	10	0,2247	25			
24					0,2182	20	
25	0,213	70	0,213	63	0,2122	75	
26	0,1985	20	0,1962	29	0,1881	20	
27	0,1823	60			0,1818	30	
28					0,1780	15	*Q*
29	0,1756	200	0,1751	18	0,1751	30	
30					0,1747	25	
31					0,1745	25	
32					0,1720	20	
33	0,1677	20	0,1685	20			
34	0,1644	20			0,1643	20	
35					0,1637	30	
36	0,1620	20	0,1623	33	0,1624	30	
37	0,1553	30			0,1551	40	
38	0,1544	30	0,1547	68	0,1545	35	
39					0,145	25	
40	0,1384	20					

1 — lawsonit — vz. MVP-1, Nosice, CuK_α žiarenie, γ = 0,154178 nm, Ni filter, 325 V, 10 mA, clony 20'2' — posun ramena 1° mm, 1000 imp/s, čas. konšt. T-1, posun registr. papiera 600 mm/hod., *2* — lawsonit — lawsonitické horniny Pendžinskej oblasti (Dobrecov, 1974), Cu antikatóda, 10 MA, 37 kV (URS-50IM), *3* — lawsonit — pelitické bridice a metabázické horniny, komplex Sanbagava, stredné Japonsko (Seki, 1958), CuK_α žiarenie

dáme lawsonit z metamorfovaných vulkanopelitov i lawsonit z metamorfovaných bázických aj intermediárnych vulkanitov zistených v obliakoch za dostatočne reprezentatívny.

Vzorkou MVP-1 je sivý diskovitý 3×3×1 cm veľký obliak. Na lomných plôškach má hornina výraznú usmernenú, akoby vrstvičkovitú stavbu. Štruktúra horniny je nerovnorodá — lepidogranonematoblastická s reliktmi sedimentogénneho aj vulkanogénneho vývoja. Vo výbruse sú čiastočne diferencované relikty sedimentogénneho pôvodu ako minišošovky (obr. 2). V hornine je zastúpený lawsonit (53 %), Na amfibol (17 %), kremeň (17 %), chlorit (6 %), albit (1 %), svetlá sľuda (2 %), grafitický pigment a rudné minerály (1 %). Zrniečka lawsonitu sú výrazne paralelne orientované. Prevládajú lištové rezy. Lawsonit a Na amfibol vytvárajú porfyroblasty.

Z podrvenej a preosiatej vzorky (pod 0,05 mm) sme oddelili ťažkú frakciu (nad 2,9 gcm^3) plavením v bromoforme. Vyplaveninu sme po vysušení delili na izodynamickom elektromagnetickom separátore fy Cook pri 0,9 A. Nijaká operácia sa neopakovala (pre minimálne množstvo vzoriek), a tak sa do diamagnetickej frakcie mohli dostať ľahké aj magnetické fázy, ktoré sa na rtg snímkach aj prejavili.

Výsledky rtg analýzy a podmienky uvádzame v tab. 2.

Na overenie a porovnanie získaných údajov sme zvolili údaje lawsonitu z oblastí dnes známych ako typických, s prejavmi vysokotlakovej lawsoniticko-glaukofanickej metamorfózy. Zhoda je veľmi dobrá a počet zhodných línií dostačujúci. Línie zodpovedajúce chloritu a kremeňu sú v kolónke poznámok vyznačené ako *chl* a *Q*.

Kvalitatívna analýza mikrosondou

Kvalitatívnu analýzu lawsonitu sme robili na pokovovanom 0,03 mm tenkom reze z metamorfovaných vulkanopelitov vzorky MVP/1c Nosice, priehradný múr a z metamorfovaných bázických hornín MB/1a, Podvažie I — poľná cesta na elektrónovom mikroanalyzátore JXA-5A fy Jeol (analytik D. Jančula, 1981).

Kombinovanou bodovou a líniovou analýzou viacerých plôšok lawsonitu zachytených v reze horninou sme získali distribúcie jednotlivých prvkov na povrchu (obr. 7). Analýza potvrdila podstatnú distribúciu Si, Ca, Al, stopovú distribúciu Fe, vylúčila zastúpenie Ba, Mg, Mn, Ti, Na, K a mnohých ďalších prvkov, ktorých stopové zastúpenie sme predpokladali podľa minerálneho a chemického zloženia horniny a na základe údajov o chemickom zložení lawsonitu v prácach viacerých citovaných autorov. Nezistenie niektorých prvkov, napr. Na a K, možno čiastočne vysvetliť aj necitlivosťou použitej aparatúry

na tieto prvky. Z rovnakých príčin nebolo možno zaevidovať prítomnosť H_2O, ktorý fázová analýza dokázala. Celkový obsah H_2O v metamorfovaných vulkanopelitoch zistenú chemickou analýzou (Šímová, 1981) je 2,42 %, vo vzorke metamorfovaných intermediárnych vulkanopelitov, 4,24 %.

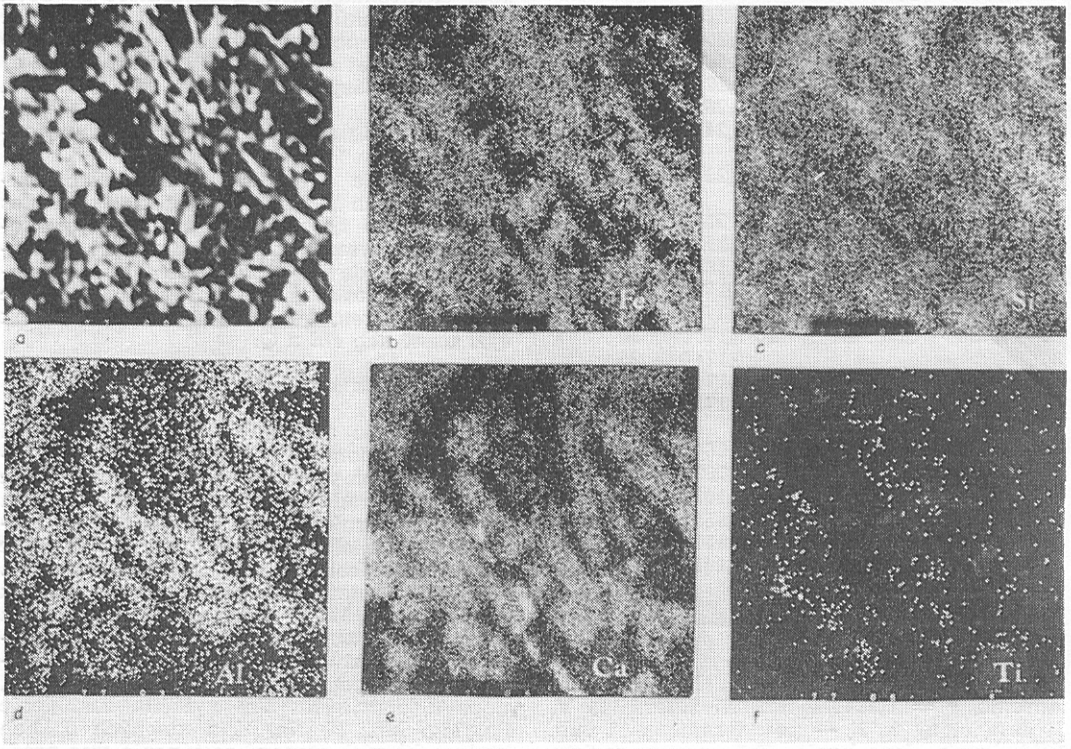
Distribúcia Ca výrazne kopíruje morfológiu lawsonitu v prostredí nekalciových minerálov (obr. 7e). Negatívny reliéfový efekt vyvoláva Mg, Ti, Mn a iné prvky, ktoré sú maximálne distribuované v mineráloch susediacich s lawsonitom, ale v lawsonite nie sú vôbec.

Interpretácia genézy lawsonitu

Z citovaných a z mnohých ďalších mineralogických prác je známe, že lawsonit má skoro stále zloženie — $CaAl_2(OH)_2[Si_2O_7] . H_2O$. Prejavuje sa ako vodnatý ekvivalent anortitu s obsahom až 12,45 % H_2O. Od anortitu sa odlišuje štruktúrnou usporiadanosťou a vyššou koordináciou Al (6 oproti 4). Vysokú koordináciu Al v lawsonite vysvetľujú niektorí autori (napr. Wickman, 1943, Thompson, 1955, a i.) ako prejav účinku vysokého tlaku.

Pretože lawsonit je Ca minerál, silikát s obsahom H_2O, jeho vznik a stabilitu podľa viacerých autorov (Crawford — Fyfe, 1965, Seki, 1958, Sobolev, 1974, a i.) podmieňuje predovšetkým P_{H2O} a P_{CO2}.

V prírodných podmienkach vystupuje lawsonit (Coleman — Lee, 1963, Myiashiro, 1975, Seki, 1958, Fyfe et al., 1962, Dobre-



Obr. 7. Snímky kompozície a distribúcie zastúpených prvkov — a — kompozícia, zväčš. 300×, b — distribúcia Fe, c — distribúcia Si, d — distribúcia Al, e — distribúcia Ti, f — distribúcia Ca

Fig. 7. Qualitative electron microprobe analysis of lawsonite. a — composition, magn. ×300, b — distribution Fe, c — distribution Si, d — distribution Al, e — distribution Ti, f — distribution Ca

cov, 1974, a i.) v zónach vysokotlakovej metamorfózy v metamorfovaných bázických a pelitických horninách. Podľa spomenutých autorov je lawsonit indexovým minerálom hornín metamorfovaných vo fácii glaukofanických bridlíc. Správa sa ako substituent anortitovej molekuly. Vystupuje spolu s Na amfibolom, Na pyroxénom a kremeňom. Zatiaľ čo Na amfiboly vznikajú v prechodných zónach k prehnitovo-pumpellyitovej fácii, vo fácii zelených bridlíc a v epidotovo-amfibolitovej fácii (ktoré Myashiro, l. c., zaraďuje ako subfácie do fácie glaukofanických bridlíc), lawsonit je stabilný len vo vysokotlakovej časti tejto fácie. Celá fácia zahŕňa teplotné rozpätie 200—550 °C. Vznik lawsonitu sa obmedzuje na teplotu nižšiu ako 400 °C (Ernst, 1970).

V iných ako vysokotlakových a nízkoteplotných podmienkach sa vývoj lawsonitu doteraz nezaznamenal. Naopak, viaceré pozorovania potvrdzujú, že prírodný lawsonit pri zvýšenom termoprúde stráca stabilitu a je pseudomorfovaný. Jeho rozpad prebieha za postupnej straty vody. Ale nikdy ako produkt rozkladu nevzniká anortit. Spodná hranica stability lawsonitu sa určuje (podľa l. c.) prítomnosťou laumontitu a iných Ca zeolitov.

Experimentálne výskumy (Fyfe et al., l. c.) potvrdzujú údaje o jeho vystupovaní v prírodných podmienkach. Podľa nich lawsonit ako vodnatý silikát Ca vzniká len pri vysokom P_{H2O} a je nestály pri nižšom tlaku ako 300 MPa. Ako uvádzajú spomenutí autori, pri nízkej teplote má podstatnú úlohu pri vzniku a vývoji lawsonitu vysoký P_{H2O}.

Lawsonit sa doteraz v Západných Karpatoch ani na celom území ČSSR nenašiel. Jeho nález ako horninotvorného minerálu práve v obliakových horninách albskocenomanských a turónskych zlepencov klapskej jednotky bradlového pásma, údaje o ňom a sprievodné minerály (najmä alkalický ambifol, ale aj iné doteraz len čiastočne poznané) a úzko limitované podmienky genézy lawsonitu sú podkladom pre náš záver, že zdrojová oblasť (môžu to byť doteraz nepoznané série v bradlách alebo hypotetická pieninská kordiléra) zlepencov klapského pásma bola vystavená osobitnej vysokotlakovej nízkoteplotnej metamorfóze.

Zo zloženia hornín s obsahom lawsonitu vychodí, že sa na stavbe takto postihnutej oblasti zúčastnili aj vulkanické bázické a vulkanické intermediárne i sedimentárne pelitické a uhličitanové horniny a že práve tieto vulkanicko-sedimentárne polohy boli exponované vysokým tlakom.

Podľa zastúpenia lawsonitu v asociácii s alkalickým amfibolom, albitom, chloritom a i., v horninách rozličného pôvodu aj zloženia, ako aj na základe zhodných vlastností lawsonitu v nich možno usudzovať, že sa zistené lawsonitické horniny vyvíjali v izometamorfnej zóne senzu C. E. Tilley (1925), ktorú dokumentuje minerálna paragenéza. Lawsonit je doteraz jedným z prvých potvrdených kryštalonomických ukazovateľov podmienok metamorfózy v tejto zóne.

Zistenie lawsonitu dáva súčasne podnet skúmať viaceré problémy, ako je napr. paragenéza lawsonitu, jeho výskyt v segmentoch alpsko-karpatsko-balkánskej aj dinaridnej sústavy, vek jeho vzniku, charakter vulkanizmu a jeho geologickoštruktúrna priradenosť a mnohé iné otázky, o ktorých skúmaný materiál zlepencov poskytuje isté informácie. Ale to už presahuje rámec našej práce, a preto sa im venujeme osobitne.

Záver

V metamorfovaných bázických aj intermediárnych vulkanických horninách a metamorfovaných vulkanicko-sedimentár-

nych horninách obliakov albských, cenomanských aj turónskych zlepencov klapskej jednotky bradlového pásma sme identifikovali lawsonit. Ide o prvý nález lawsonitu na území ČSSR. Jeho identitu potvrdzujú optické konštanty, hodnoty medzirovinných vzdialeností *d* aj distribúcia prvkov v jeho zložení.

Nález lawsonitu potvrdzuje vysokotlakovú nízkoteplotnú metamorfózu hornín v predalbskom veku v oblasti, z ktorej pochádza obliakový materiál strednokriedových zlepencov klapskej jednotky bradlového pásma.

Zistenie lawsonitu môže podstatne usmerniť diskusie o geologicko-tektonickom vývoji v Západných Karpatoch.

Recenzovala Š. Dávidová

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1938: Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. *Rozpr. Stát. geol. úst. Čs. republ., 9, s. 1—135.*

Coleman, R. G. 1971: Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Bull. Geol. Soc. Amer., 82, pp. 897—918.*

Coleman, R. G. — Lee, D. E. 1963: Glaukophane-bearing metamorphic rocks types of the Cazadero-area, California. J. Petrol., 4, 2, pp. 260—301.

Crawford, W. A. — Fyfe, W. S. 1965: Lawsonite equilibria. *Amer. J. Sci., 263, pp. 262—270.*

Deer, W. A. — Howie, R. A. — Zussman, J. 1965: Rock-forming minerals. Orto-and ring silikates. Vol. 1. *London 1962. Moskva, Izd. inostr. liter., 370 s.*

Dobrecov, N. L. 1974: Glaukofanslancevije i eklogitglaukofanslancevyje komplexy SSSR. *Trudy Inst. Geol. Geofiz. (Novosibirsk), 57, 427 s.*

Ernst, U. G. 1970: Amphiboles. *Berlín, Heidelberg, New York, Spring-Verlag, 125 p.*

Fyfe, W. — Turner, F. J. — Verhoogen, J. 1962: Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Moskva, Izd. Inostr. Liter., 414 s.*

Hintze, C. 1938: Handbuch der Mineralogie. *Ergänzungsband — Neue Mineralien. Berlin — Leipzig, S. 283—286.*

Marschalko, R. — Mišík, M. — Sýkora, M. — Šímová, M. 1980: Správa o komplexnom výskume bradlového pásma za roky 1975—80. *Rukopisné časti autorov.*

Mišík, M. — Sýkora, M. 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepencov bradlového pásma a manínskej jednotky. *Záp. Karpaty, sér. Geol., s. 7—11.*

Myiashiro, A. 1975: Metamorphism of Mafic Rocks. *In H. H. Hess — A. Polderwaart, V. 2 ,New York — London — Sydney, pp. 799—834.*

Seki, Y. 1958: Glaukophanitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, Central Japan. *Jap. J. Geol. Geogr., 29, pp. 233—258.*

Sobolev, V. C. 1974: Facii regionaľnogo metamorfizma vysokich davlenij. *Moskva, Izd. Nedra. 328 s.*

Šímová, M. 1981: Glaukofanické horniny valúnov kriedových zlepencov pieninskej zóny bradlového pásma — indikátory vysokotlakovej metamorfózy. *In: Metamorfné procesy v Západných Karpatoch. Bratislava, GÚDŠ (v tlači).*

Šímová, M. — Šamajová, E. 1981: Typomorpher Granat in eklogitoidem Gestein in exotischen Geröllen aus Zenoman-Konglomeraten der Westteil der Klippenzone — seine petrogenetische und petrotektonische Bedeutung. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., sér. Geol. 37 (v tlači).*

Thompson, J. B. 1955: The termodynamic basic forthe mineral facies concept. *Amer. J. Sci. Nr. 2, 253, pp. 65—103.*

Tröger, W. E. 1956: Optische Bestimmung der Gesteinbildenden Minerale. 2. Aufl. *Stuttgart. 147 S.*

Tilley, C. E. 1925: A preliminary study of metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. *Geol. Soc. London., Q., 81, pp. 100—112.*

Wickman, F. E. 1943: Some aspects of the geochemistry of igneous rocks and of differentation by crystallization. *Geol. Förh. (Stockholm), 65, pp. 375—396.*

Wickman, F. E. 1947: The crystal structure of lawsonite. *Ark. Kemi Mineral. Geol., 25A, Nr. 2.*

Winchel, A. N. 1953: Elements of optical mineralogy. *Moskva, Izd. Inostr. Lit., 561 s.*

Lawsonite from rock pebbles in the Cretaceous conglomerate of the Pieniny Klippen Belt

MÁRIA ŠIMOVÁ — EVA ŠAMAJOVÁ

Lawsonite has been identified in pebbles of Middle Cretaceous (Albian to Cenomanian and Turonian age, respectively) conglomerate of the Klape unit in the Pieniny Klippen Belt at localities Považská Bystrica, Považský hrad, Podvažie, Orlové and Nosice. It is the first occurence of lawsonite for Czechoslovakia.

The rocks containing lawsonite have no equivalents in rock sequences composing the Pieniny Klippen Belt proper similarly to several further igneous and metamorphic rock species found only in the pebble material at mentioned localities. The source area for such "exotics" is supposed in the Pieniny Cordillera (Andrusov, 1939, Mišík — Sýkora, 1981).

The rocks containing lawsonite are by nothing remarkable among the pebbles. Detailed microscopic investigations revealed that these lawsonite and glaucophane containing rocks have granonematoblastic texture in which the lawsonite content is 5—57 % whereas sodic amphibole is contained in amounts fluctuating between 20 and 85 %. The rock contains only phantoms of the original sedimentary and volcanogenous texture.

The size of lawsonite is under 2×0.5 mm. It is conspicuous by shape, parallel extinction and ochre-pink interference colours without anomalies and associating always (in all samples investigated) with sodic amphibole. The identity with lawsonite was proved by optical data (tab. 1), by the results of X-ray phase analysis (tab. 2) and by qualitative electron probe microanalysis (fig. 7).

Lawsonite as critical mineral of the glaucophanite facies originates under restricted conditions of high water and carbon dioxide pressure and of low to intermediate temperature (Miyashiro, 1975, Seki, 1958 and others).

It is known from observations in the field that lawsonite loses its stability under elevated temparature. According to data obtained by the authors on lawsonite in the investigated samples, on textural and structural relations and on the mineral composition of the respective rocks together with literature data on lawsonite genesis, it is assumed that rock sequences in the source area for Middle Cretaceous conglomerates of the Klape unit underwent high-pressure metamorphism.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Fórum mladých

Z iniciatívy košickej pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti usporiadala košická pobočka 3. mája a bratislavská 6. mája 1982 seminár pod názvom Fórum mladých.

Na seminároch boli referáty mineralogického, tektonického, drobnoštruktúrneho, petrologického a geochemického zamerania.

Pre všestranný úspech seminárov sa budú podobné akcie organizovať aj v budúcnosti.

Abstrakty prednesených referátov uverejňujeme.

Katarína Jakabská: **Význam štúdia zirkónu pre genézu magmatických hornín** (Košice 3. 5. 1982)

Akcesorické minerály rozličných typov hornín sú v súčasnosti predmetom intenzívneho bádania. Napriek tomu, že sú takéto minerály v horninách zastúpené iba nepatrne, poskytujú množstvo dôležitých informácií, ktoré vo veľkej miere pomáhajú objasňovať otázky späté s genézou typov hornín a s procesmi vývoja celej zemskej kôry. Výskum zirkónu ako jedného z akcesorických minerálov má pri štúdiu genézy hornín stále väčší význam.

Zirkón, ktorý sme skúmali, bol podrobený mikrochemickej morfometrickej a stereologickej analýze. Spracovali sme tieto vzorky: granodiorit Kukel, granodiorit Kopanica, granodiorit štôlňa Jozef, granodiorit Nová šachta, nepropylitizovaný „dacit" Banište, granodiorit porfyrit Zlatno (vrt R-8), „dacit" štôlňa Juraj, granodiorit porfyrit (vrt R-12).

Chemický výskum zirkónu sme doteraz urobili na elektrónovom mikroanalyzátore na semikvantitatívnom základe. Výsledky z EMS ukazujú, že vo vzorkách je Zr a Si aj Ca, Eu a Hf, ako aj U a Th, pričom U a Th sa meralo γ-rádiometriou. Pomer ZrO_2/HfO_2 sa spravidla pohybuje okolo 70 : 1, pomer U/Th je okolo 1,2.

Analýza dvojrozmerovej distribúcie prvkov a EMS ukázali, že hlavné zložky prímesi nevykazujú zonálnosť. Na zrnách nebadať stopy korózie.

Morfometrická analýza sa vykonala pomocou REM a optických obrazov, a to za použitia klasifikácie Pupinovej — Turcovej. Analyzoval sa súbor okolo 200 zŕn pri každej vzorke. Pupinova metóda zoskupuje typy zirkónu najmä podľa relatívnej veľkosti plôch 110 a 100, 211 a 101. Pritom sú v jeho typograme typy usporiadané tak, že vertikálna škála berie do úvahy teplotné, resp. pt podmienky vzniku, a horizontálna zasa zmenu obsahu SiO_2, zmeny v agpaicite. Najčastejší tvar nášho zirkónu bol S_{22}, S_{23}, S_{17}, S_{12}, S_{24}, S_{18} a S_{19}. Morfologický charakter skúmaných populácií zirkónu svedčí o tom, že teplota ich kryštalizácie bola okolo 800—850 °C a tlak 3,5 kb. Po začlenení každého zrna do jedného z hlavných typov sa počíta koeficient I. A. a I. T., ktorý udáva miesto „ťažiska" populácie čo do typomorfie. Pomocou štandardnej odchýlky S_A a S_T sa vypočíta uhol α, ktorý prechádza ťažiskom, a určí vektor TET. Pomocou vektora TET sa určuje hypotetický, evolučne počiatočný a evolučne terminálny typ zirkónu. Pri našom zirkóne sa jasne diferencovali z granodioritov, „dacitov" a granodioritových porfyritov.

Pri prvých je terminálny člen vysokoteplotnejší ako pri druhej skupine. Korelácia morfometrických, stereologických a chemických údajov skúmaného zirkónu naznačuje, že sledované horniny patria do komplexnej magmatickej jednotky s početnými derivátmi a že pôvodné deriváty sú bázickejšie, „hostiteľské horniny" skúmaných minerálov, t. j. hodrušské granitoidy.

Pavol Rybár: **Hodnotenie porušenosti horninového masívu fotografickou úsečkovou metódou** (Košice 3. 5. 1982)

Pri projektovaní clonových odstrelov treba zistiť porušenosť horninového masívu ako média, v ktorom sa vykonávajú trhacie práce.

Lomovú stenu hodnotíme matematickoštatistickým zisťovaním prirodzenej zrnitosti fotografickou cestou. Tento spôsob umožňuje hodnotiť distribúciu prirodzenej kusovosti na celej lomovej stene. Horninový masív porušený rozličnými systémami plôch nespojitosti, ktoré ohraničujú prirodzené zrná, narezáva rovina, ktorú predstavuje lomová stena. Predpokladáme, že plochy ohraničené puklinami a trhlinami, plochami nespojitosti, predstavujú náhodne narezané prirodzené zrná a plocha zrna alebo náhodný lineárny priesečník zrna reprezentuje sledované prirodzené zrná. Prirodzená zrnitosť horninového masívu sa hodnotí úsečkovou metódou. Na fotografiu lomovej steny so zabezpečenou mierkou sa nanesú vodorovné úsečky. Priesečníky jednotlivých plôch nespojitosti s úsečkami charakterizujú primárne zrno. Doteraz sme hodnotili osem vápencových ložísk a vo všetkých prípadoch možno prijať lognormálny model rozdelenia za hodnoverný. Empirické a teoretické rozdelenie sa posúdilo Pearsonovým testom $P(\chi^2)$.

Touto metódou možno zaznamenať a zhodnotiť viditeľnú časť porušenosti horninového masívu v mierke $M = 1 : 75$, s ktorou pracujeme.

Mineralia slov.
14 *(1982), 443—452*

Výsledky šlichového výskumu kryštalinika Žiaru

OTO MIKO, MIROSLAV PULEC

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(1 obr. v texte)

Doručené 26. 11. 1981

Результаты шлиховой съёмки в районе Жиярских гор

Кристалическое ядро Жиярских гор построено в основном гранитоидными и в меньшей мере метаморфными породами и тектоническими линиями разделено на блоки с различными уровнями эрозионных срезов. Шлиховой съёмкой было определено всего 27 минералов тяжёлой фракции при чём минералы барит, дистен, кордиерит, корунд, шеелит, силлиманит, спинель, ставролит и золото на этой территории определены впервые. Тут были определены и целый ряд рудных минералов как: арсенопирит, касситерит, гематит, халькопирит, пирит шеелит и золото. Были установлены 4 ауреолы с повышенными концентрациями сульфидов, барита, гематита и лимонита. Они приурочены к алпинским структурам. Шеелит и золото вероятно относятся к предварисской или варисской рудной формации.

Results of panning prospection in the crystalline of the Žiar Mts. (NW Slovakia)

The crystalline core of the Žiar Mts. consists of mainly granitoids and less metamorphics. The structure is segmented by normal faulting into single block units eroded to different levels. Panning prospection was used to discover 27 minerals in the recent flow system from which baryte, cordierite, disthene, native gold, scheelite, sillimanite, spinel and staurolite are firstly reported from the area. Moreover, several ore minerals were found (arsenopyrite, cassiterite, chalcopyrite, haematite, native gold and pyrite). The ascertained haloes with higher concentrations of sulphides, baryte, haematite and limonite are located along Alpine structures whereas scheelite and native gold belong to the Variscan or Pre-Variscan ore formation.

Výskum asociácií ťažkých minerálov získaných ryžovaním z vodných tokov (šlichov) poskytuje základnú informáciu o prítomnosti rúd a niektorých koncentrátorov vzácnych prvkov, pomáha dotvárať obraz o mineralogickom zložení hornín a objas-

ňuje dôležité otázky dotýkajúce sa ich vzniku a neskorších premien. Zistené akcesórie možno využiť aj ako korelačný faktor pri charakteristike a porovnávaní petrografických typov hornín, masívov ap.

Geologická stavba

V kryštalickom jadre Žiaru vystupujú horniny reprezentované prevažne granitoidnými typmi a iba z malej časti horninami metamorfného plášťa. Vlastné vrchy predstavujú vyzdvihnutý hrast, pričom okolité panvy, na JZ Hornonitrianska kotlina, na SV a V Turčianska kotlina, sú vzhľadom na pohorie poklesnuté.

Okrem výrazných zlomov ohraničujúcich vrchy po obidvoch stranách mali v kryštalinickom masíve významnú úlohu mladé strmé tektonické poruchy smeru JZ—SV, ktoré rozdelili kryštalické jadro na bloky. Ako uvádza O. Miko — J. Határ (1976), blok ležiaci najjužnejšie (oblasť severne od Ráztočna a Skleného) je najviacej poklesnutý a má ešte zachovanú stavbu typickú pre kryštalické jadrá so zvyškami metamorfného obalu. Stredná časť vrchov, ležiaca medzi Malou Čausou a Dubovým (oblasť kóty Nemcovo — 831 m a Širiakovo 721 m), bola vyzdvihnutá najvyššie, a preto tu denudácia dosiahla hlbšiu zónu granitoidného jadra, ktoré budujú tzv. „normálne" granity a granodiority. Blok vystupujúci medzi Nedožermi a Budišom bol erodovaný iba na úroveň vrchnej, resp. okrajovej časti granitoidného telesa. Hrubozrnné, pegmatitoidné variety vystupujú v tomto bloku nad „normálnymi" typmi, čo zreteľne vidieť aj na geologickej mape A. Klinca (1956, 1958). Riečne toky sú často vrezané do hlbšie sa nachádzajúcich „normálnych" granitoidov, kým pegmatitoidné variety budujú vyššie, najmä hrebeňové časti vrchov.

Petrografická charakteristika hornín kryštalinika

Horniny kryštalinika Žiaru petrograficky charakterizoval F. Fiala (1931), A. Klinec (1956, 1958) a neskôr O. Miko (1966), zatiaľ čo problematiku akcesorických minerálov z podrvených hornín kryštalinika v tzv. umelých šlichoch študovali O. Miko (l. c.) a O. Miko — J. Határ (1976).

Medzi metamorfované horniny spomenutí autori zaradili biotitické pararuly a amfibolity.

Podľa A. Klinca (l. c.) sú v kryštaliniku Žiaru tri základné typy granitoidných hornín: tzv. „normálny" porfýrovitý dvojsľudný granit až granodiorit, ďalej autometamorfovaný granit, ako aj hrubozrnné, pegmatitoidné variety granitov.

Výsledky šlichového výskumu

Celé územie Žiaru budované horninami kryštalinika bolo pokryté sieťou 98 šlichov. Vzorky sa odoberali zo všetkých hlavných a bočných tokov a zvýšená pozornosť sa venovala pramenným oblastiam. Šlichy sa analyzovali v Laboratóriu Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves (analytička V. Smetanová, J. Galová a M. Škovránková).

Anatas. Našiel sa vo väčšine šlichov, ale jeho obsah je nízky, prevažne iba niekoľko zŕn. Zvýšený obsah (do 100, ojedinele aj nad 100 zŕn) sa zistil iba vo vzorkách z údolia Veľkej Jasenice západne od Košariska (kóta 685 m), kde je v tokoch prevažne materiál z hrubozrnných, pegmatitoidných variet granitoidov.

Apatit. V horninách kryštalinika Žiaru patrí medzi najrozšírenejšie akcesorické minerály. Takmer v celom území je v šlichoch obsah apatitu nad 100—500 zŕn, miestami, napr. na V od Malej Čausy a v se-

verovýchodnej a južnej časti vrchov, tvorí až 50 % objemu ťažkov. Nižší obsah (do niekoľko desiatok zŕn) sa zistil v oblasti na V od Nedožier, vo vrchnej časti Rysnej doliny a v Brezianskej doline. Túto oblasť budujú pegmatitoidné variety granitoidov.

Arzenopyrit. Spolu s hojným pyritom sa našiel iba v ťažku 100 m na S od horárne Uhlisko; 1,5 km na S od Ráztočna. V južnej okrajovej časti pohoria toto územie budujú intenzívne dislokačné porušené granitoidné horniny.

Baryt. Vo zvýšenej koncentráci (100—500 zŕn, ojedinele až do 20 % objemu ťažkov) vystupuje najmä v ťažkoch zo severozápadnej časti vrchov, oblasť na V od Solky (spolu so zvýšenou koncentráciou sulfidov), ďalej v juhozápadnej časti, v údoliach na V od Malej Čausy (spolu s pyritom a zlatom) a na S od Ráztočna pri horárni Uhlisko (spolu s pyritom a arzenopyritom). Zrná barytu sa zistili aj v ťažkoch z ďalších miest, najhojnejšie z údolí (SV od Nemcova — kóty 831 m, Veľká dolina a jej severnejší prítok), kde je tiež zvýšený obsah sulfidov. Vo všetkých prípadoch ide o výskyty viažúce sa na zóny výrazne alpínsky dynamometamorfne postihnutých hornín — mylonitov rozličných typov.

Cínovec. Jeho ojedinelé zrná sa našli v ťažku z bočného severného prítoku Brezianskeho potoka na JZ od Opáleného vrchu (kóta 727 m).

Distén. Našiel sa iba v ťažku na SV od Malej Čausy, v potoku tečúcom z južných úbočí Čiklova. Granitoidné horniny v tejto časti sú značne kontaminované a často obsahujú xenolity pararúl a i.

Granát. Vyskytuje sa skoro vo všetkých ťažkoch. Nižší obsah (niekoľko desiatok až stoviek zŕn) je v ťažkoch zo severnej, resp. severozápadnej časti kryštalinika, ktoré sa rozprestiera medzi Kľačanmi a Jasenovom, ako aj v oblasti na SV od Malej Čausy až po kótu 831 m (Nemcovo). Vysoký obsah granátu (až niekoľko desiatok % objemu ťažku) je najmä z územia budovaného pegmatitoidnými varietami granitoidov v bloku medzi Nedožermi a Budišom. Najvyšší obsah granátu (vyše 50 % objemu ťažku) sa zistil vo vzorkách z najjužnejšej (resp. juhovýchodnej) časti skúmaného územia na SZ od Skleného, kde hojne vystupujú útržky metamorfného plášťa reprezentované biotitickými pararulami.

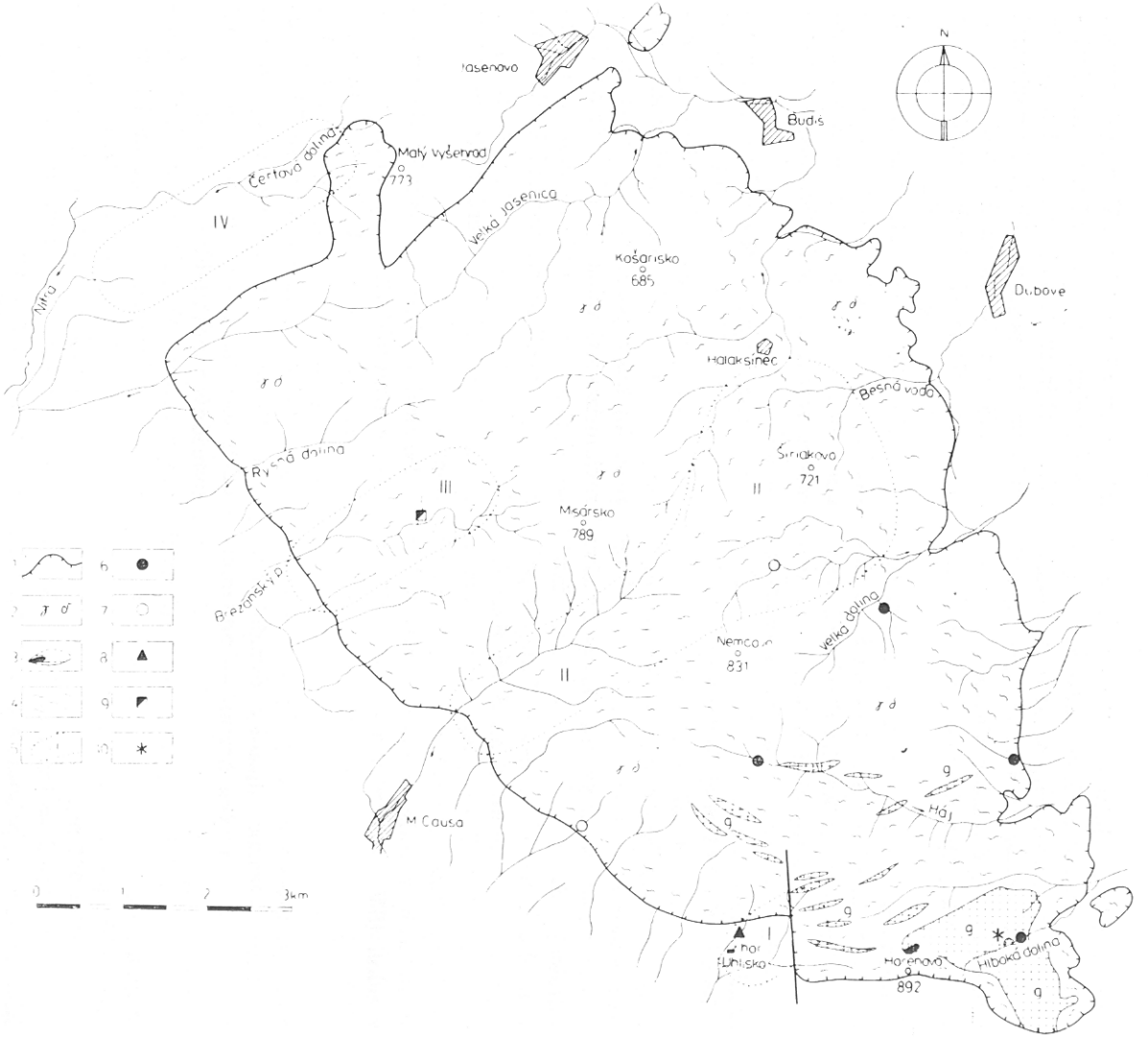
Hematit. Zvýšený obsah hematitu (prevažne spekularitu) je v obdobnej oblasti ako aj minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, t. j. tam, kde boli horniny kryštalinika alpínsky porušené, kataklázované a mylonitizované (oblasť medzi Malou Čausou a Dubovým). O niečo väčší obsah hematitu sa zistil aj pri horárni Uhlisko, na S od Ráztočna, kde sa vyskytuje spolu s ďalšími rudnými minerálmi (pyrit, arzenopyrit).

Ilmenit. Aj keď sa najhojnejšie vyskytuje v granitoidoch „normálneho" a autometamorfného typu, v ťažkoch sa zistil iba jeho minimálny obsah (do 100 zŕn). Vyšší obsah (ojedinele až vyše 50 % objemu ťažku) sa zistil v najjužnejších častiach územia, v ktorom sú rozličné typy hybridných granitoidných hornín, ako aj metamorfity. Naopak nízky obsah ilmenitu je v ťažkoch z oblasti medzi Nedožermi a Budišom, kde na povrch vystupujú hlavne pegmatitoidné variety granitoidov.

Vo väčšine ťažkov ilmenit výrazne prevláda nad leukoxénom.

Cordierit. Bol identifikovaný iba v troch vzorkách v severovýchodnej a juhovýchodnej časti vrchov, a to v množstve nepresahujúcom 10 zŕn.

Korund. Jeho ojedinelé zrná sa našli vo viacerých ťažkoch. Najviac vzoriek obsahujúcich korund je z bloku medzi Nedožermi a Budišom. Prítomnosť korundu sa okrem toho zistila aj v najjužnejšej časti



Obr. 1. Výsledky šlichového výskumu v kryštaliniku (geologický podklad prevzatý od Klinca, 1958, upravený). 1 — ohraničenie kryštalinika Žiaru, 2 — granitoidné horniny vcelku, 3 — pararuly a amfibolity, 4 — pásma intenzívne tektonicko-deformačne porušených hornín, 5 — aureoly so zvýšeným obsahom niektorých ťažkých minerálov (I a IV — baryt + pyrit + hematit + limonit; II a III — minerály epidotovo-zoisitovej skupiny + pyrit + hematit + limonit), 6 — scheelit, 7 — zlato, 8 — arzenopyrit, 9 — cínovec, 10 — antimonit (uvádza ho Fiala, 1931)

Fig. 1. Panning prospection results in the Žiar Mts. crystalline (geological map from Klinec, 1958, modified). 1 — limits of the crystalline in the Žiar Mts., 2 — granitoids undivided, 3 — paragneiss and amphibolite, 4 — strongly tectonized belts, 5 — haloes with higher content of some heavy minerals (I and IV — baryte + pyrite + haematite + limonite and III — epidotezoisite group + pyrite + haematite + limonite), 6 — scheelite, 7 — native gold, 8 — arsenopyrite, 9 — cassiterite, 10 — antimonite occurence mentioned by Fiala (1931)

vrchov v oblasti na S od Skleného. Jeho výskyty pravdepodobne súvisia s neovulkanickými horninami vystupujúcimi bezprostredne v susednom Vtáčniku.

Leukoxén. Podobne ako ilmenit aj leukoxén má vyšší obsah hlavne v južnej časti kryštalického jadra. Nižší obsah sa zistil v šlichoch z oblasti budovanej hrubozrnnými varietami granitoidov (blok medzi Nedožermi na západnej, Budišom a Dubovým na východnej strane vrchov).

Limonit. V oblasti medzi Malou Čausou a Dubovým, ako aj pri horárni Uhlisko sa aureola zvýšeného obsahu limonitu kryje s aureolou zvýšeného obsahu hematitu. Ďalšia anomálna oblasť leží na SV od Brezian, kde v údolí Brezianskeho potoka je aj vyšší obsah sulfidov. V severnej časti kryštalinika Žiaru v dolinách na Z od Malého Vyšehradu (kóta 773 m) je anomália limonitu totožná s pyritovou a barytovou anomáliou. Zistili sme, že limonit spravidla prevláda nad hematitom.

Magnetit. Aj tento minerál je prítomný vo väčšine šlichov. Jeho zastúpenie kolíše od niekoľkých zŕn až po niekoľko desiatok zŕn. Vyšší obsah sa zistil najmä v šlichoch z východnej časti kryštalického masívu z údolia Veľkej doliny a jej najsevernejších prítokov (oblasť na V od Širiakova — kóta 721 m, a Nemcova — kóta 831 m), ako aj z údolí ležiacich na S od Širiakova (Besná voda). Druhá oblasť, kde sa zistilo väčšie množstvo zŕn magnetitu, leží na S a SV od Opáleného vrchu (kóta 727 m). V obidvoch uvedených oblastiach sú „normálne" aj pegmatitoidné variety granitoidov. Vyšší obsah magnetitu je aj v šlichoch z najjužnejších potokov vrchov, z údolia Hája a z Hlbokej doliny na SZ od Skleného. Tu okrem hybridných granitoidov vystupujú aj pararuly.

Minerály epidotovo-zoisitovej skupiny. Tieto minerály sú v šlichoch zastúpené veľmi hojne. Najvyšší obsah minerálov tejto skupiny (od niekoľko stoviek zŕn, miestami až vyše 50 % objemu) je v strednej časti územia budovaného kryštalinikom medzi Nedožermi, Budišom, Dubovým a Malou Čausou. Horniny tejto oblasti sú intenzívne tektonickodeformačne porušené, pričom kataklastické trhlinky (hrubé od niekoľko mm až vyše 1 cm) zväčša vypĺňa svetlozelený epidot a karbonáty.

Monazit. Vysoký obsah monazitu sa zistil v bloku medzi Nedožermi a Budišom, ktorý budujú pegmatitoidné hrubozrnné variety granitoidov (obsah od 100 zŕn až po 50 % objemu šlichu), a to hlavne v hornej časti údolia Veľkej Jasenice na JV od Malého Vyšehradu (kóta 773 m), ako aj v hornej časti Rysnej doliny na SV od Nedožier. Zvýšený obsah je aj v okolí menších výstupov hornín tohto typu vo Veľkej doline na SV od Nemcova (kóta 831 m), ako aj 1—2 km na Z od Širiakova (kóta 722 m).

Nízky obsah monazitu (iba ojedinele niekoľko desiatok zŕn) je naopak v tých častiach kryštalinika Žiaru, ktoré budujú „normálne" typy granitoidov (severná a severozápadná časť vrchov medzi Kľačanmi a Jasenovým), ďalej v strednej časti, a to ako z jeho juhozápadnej strany (medzi Brezianskym potokom a Čausianskou dolinou), tak aj z jeho severozápadnej strany (oblasť medzi Budišom, osadou Halaksínec a Dubovým). Veľmi nízky obsah monazitu sa zistil v juhovýchodnej časti územia.

Pyrit. Vyskytuje sa v mnohých šlichoch vo forme individuálnych zŕn aj agregátov. Veľmi často je intenzívne limonitizovaný. Vyššia koncentrácia zŕn pyritu sa zistila najmä v bloku ohraničenom obcou Nedožery a Malá Čausa na západnej strane vrchov a Dubovým na V. Najvyššie koncentrácie sú hlavne v oblasti ležiacej na S a SV od kóty Nemcovo (831 m). Tu sa spolu s pyritom vyskytuje aj scheelit a zlato. Vzorky obsahujúce viac ako niekoľko desiatok zŕn limonitizovaného pyritu sú

aj z oblasti Brezianskeho potoka a na JV od Solky.

Rutil. Tento minerál je pomerne rovnomerne zastúpený na celom území budovanom kryštalinikom (nepatrne vyšší obsah je v južnej časti vrchov). Obsah rutilu sa pohybuje prevažne do 10 zŕn, zriedka je to niekoľko desiatok zŕn. Vyššie zastúpenie má v šlichoch (niekoľko stoviek, miestami aj vyše 500 zŕn) v západných a juhozápadných okrajoch kryštalického masívu Žiaru (od Nitrianskeho Pravna po Malú Čausu).

Scheelit. Patrí medzi sporadické ťažké minerály (maximálne 4 zrná). Zistil sa v niekoľkých šlichoch v južnej a juhovýchodnej časti vrchov v pramennej oblasti Hája a Hlbokej doliny, ako aj vo Veľkej doline. Vyskytuje sa spolu s pyritom a sulfidmi.

Sillimanit. Je typickým minerálom metamorfitov vyšších stupňov premeny, resp. vznikol pri kontaminácii magmatických hornín. Vo vrchoch Žiar sa konštatoval iba z najjužnejšieho bloku. Šlichy obsahujúce sillimanit sú z údolia na S od Ráztočna a z oblasti na Z a SZZ od Skleného.

Spinel. Ojedinelé zrná spinelu sa našli v šlichoch v severovýchodnej a najjužnejšej časti kryštalického jadra Žiaru.

Staurolit. Prítomnosť staurolitu sa zistila v 7 šlichoch, prevažne na západnom okraji kryštalického masívu.

Titanit. Nepatrné množstvo titanitu (do 10 zŕn, len ojedinele viac) je v šlichoch z oblasti budovanej granitoidmi tzv. „normálneho" typu, ako aj hybridnými varietami a metamorfovanými horninami plášťa. Ide o oblasť ležiacu na JV od spojnice Malá Čausa a Dubové. Ojedinele sa našiel v juhozápadnej časti v okolí Nedožier.

Turmalín. V šlichoch je zastúpený nerovnomerne a v malom obsahu (do 10, iba ojedinele viac zŕn) v celých vrchoch. V jeho západnej a juhozápadnej časti sa nachádza najmä v spodnej časti tokov. Na východnej strane masívu sa spozoroval v šlichoch z oblasti na SV od Nemcova (kóta 831 m), z Veľkej doliny a jej severnejších prítokov. Avšak ani tu nie je jeho obsah vyšší ako 100 zŕn.

Xenotím. Zistil sa iba vo vzorkách z územia medzi Nedožermi a Budišom, t. j. tam, kde vystupujú ako hrubozrnné, pegmatitoidné, tak aj „normálne" variety granitoidov. Predpokladáme, že sa tento minerál väčšinou viaže na prvý z uvedených typov granitoidov.

Zirkón. Patrí medzi najčastejšie minerály a je zastúpený v každom šlichu niekoľkými desiatkami zŕn až vyše 500 zrnami. Najvyššie koncentrácie sú v oblasti na SV a V od Nemcova (kóta 831 m), ako aj v severných prítokoch Veľkej Jasenice.

Zlato. Vyskytuje sa iba v ojedinelých prípadoch a v malom množstve (po 1 zlatinke) v šlichoch z bezmenného toku na J od kóty 683 m cca 2,5 km východne od Malej Čausy a v potoku na V od Podhorne (kóta 749 m).

Diskusia

Asociácia akcesorických minerálov v granitoidných horninách, ktoré budujú kryštalinikum Žiaru tzv. „normálneho" typu, v autometamorfovaných varietách, ako aj bohatých na K-živce je podľa O. Mika — J. Határa (1976) rovnaká, a to apatit ≧ ilmenit > monazit ⟩⟩ zirkón.

V hrubozrnných pegmatitoidných granitoidoch je obsah ilmenitu výrazne nízky a typomorfná asociácia je apatit väčší alebo menší ako monazit ⟩⟩ zirkón.

V biotitických pararulách z doliny Háj na SZ od Skleného je asociácia akcesorických minerálov granát > apatit ⟩⟩ monazit ≧ zirkón.

Podľa uvedených autorov (l. c.) je celkový obsah akcesórií v „normálnych", autometamorfovaných, ako aj na K-živce bohatých varietách granitoidov vyšší ako

v hrubozrnných pegmatitoidných. Aj ich minerálne spoločenstvo je pestrejšie.

Vykonanou regionálnou ťažkovou prospekciou sme pokryli celé vrchy Žiar. Hodnotením asociácií minerálov v bádaných vzorkách sme zistili prítomnosť 27 ťažkých minerálov, ktoré sa v horninách kryštalinika vyskytujú v akcesorickom, resp. vedľajšom množstve. Medzi nimi je 9 minerálov, ktoré doteraz neboli zo Žiaru známe. Je zo baryt, distén, cordierit, korund, scheelit, sillimanit, spinel, staurolit a zlato. Treba uviesť, že v ťažkoch, ktoré sme odobrali, sa na rozdiel od výsledkov prác O. Mika (1966) a O. Mika — J. Határa (1976), t. j. z drvených pevných vzoriek, niektoré akcesórie nestanovili. Ide hlavne o minerály málo odolné voči porušeniu pri vodnom transporte, ktorých zachovanie vo vzorkách je preto málo pravdepodobné.

Výskum asociácií ťažkých minerálov zo vzoriek získaných ryžovaním potvrdil staršie poznatky o ich vzťahu k typom hornín kryštalinika. Hlavné odlišnosti v asociáciách minerálov v prvom rade spôsobilo rozdelenie masívu na bloky s nerovnakými varietami hornín a odlišnou hĺbkou súčasnej erozívnej úrovne. Pre oblasť budovanú „normálnymi" dvojsľudnými granitmi a granodioritmi je v ťažkoch typická prítomnosť apatitu, ilmenitu a magnetitu. Tam, kde hojne vystupujú pegmatitoidné variety granodioritov, je zvýšený obsah monazitu, xenotímu a anatasu. Súvisí to s vyššou koncentráciou stopových a iných mobilných prvkov, kým obsah apatitu, ilmenitu a magnetitu je v horninách tohto typu výraznejšie nižší.

Magmatického pôvodu (v zmysle klasifikácie Ľachoviča, 1979) sú nasledujúce akcesorické minerály: apatit, xenotím, granát, ilmenit, magnetit, monazit, ortit, pyrit, rutil, titanit a zirkón. Vyšší obsah monazitu a xenotímu v granitoidných horninách, v ktorých sa uplatnil prínos alkálií, je veľmi charakteristický. S metasomatickými procesmi možno spájať aj prítomnosť granátu, ortitu, spinelu atď. Pri autometamorfných procesoch sa v rozložených živcoch mohli často okrem minerálov epidotovo-zoisitovej skupiny vytvoriť aj granáty, baryt a korund. Typickými minerálmi sekundárneho pôvodu v granitoidoch sú: leukoxén, limonit, rutil-sagenit a i.

V južnej časti kryštalinika Žiaru, kde zostali pred eróziou uchované zvyšky metamorfík plášťa spolu s okrajovými, hybridnými typmi granitoidov, sa zistila najmä prítomnosť granátu, korundu, sillimanitu, spinelu, staurolitu a titanitu. Vznik korundu a sillimanitu sa najčastejšie spája s kontamináciou granitoidnej magmy sedimentmi s vysokým obsahom hliníka. Pri asimilácii magmy sa zmenilo celkové zloženie hornín, stúpol v nich obsah Mg, Ca, Fe a Ti, ale na druhej strane klesol obsah SiO_2, alkálií atď. V závislosti od intenzity tohto procesu sa ďalej tvoril apatit, zirkón, granát, ortit, ilmenit, titanit, magnetit a pyrit, kým napr. monazity a xenotímy v hybridných horninách prakticky zmizli.

V ťažkoch zo Žiaru sú prítomné ťažké minerály rozličnej genézy, ktoré vznikli počas viacerých fáz vývoja kryštalinika. Napr. granát, hojne sa vyskytujúci v južnej časti územia, je prevažne metamorfného pôvodu, ale býva aj častým minerálom pegmatitovo-aplitových žíl. Granát v granitoidných horninách mohol vzniknúť aj pri anatexii. Niekedy sa uvádza ako produkt premeny po intenzívnych autometamorfných procesoch, ako aj alpínskych deformačno-rekryštalizačných procesoch. Podobne rozličnej genézy môžu byť aj anatasy, titanity, turmalíny a iné akcesorické minerály. Spinel, v granitoidných horninách zriedkavý minerál, býva často v hybridných varietách kontaminačného pôvodu a vznikal aj pri metasomatickej premene granitoidov, ako aj v pegmati-

toch. Podobne rutil môže byť primárny v magmatických horninách, ale vyskytuje sa aj v pegmatitoch a metamorfitoch. V premenených granitoidoch sa rutil vytvára najčastejšie z ilmenitu, ako aj rozpadom biotitu. Medzi minerály pegmatitov a aplitov okrem bežných akcesórií patrí aj anatas, granát, cordierit, ortit, rutil, spinel, turmalín, xenotím a i. Medzi minerály hydrotermálneho pôvodu možno zaradiť arzenopyrit, baryt, hematit, chalkopyrit, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, pyrit, scheelit a zlato. Ojedinelý výskyt disténu sa pravdepodobne viaže na xenolity metamorfitov plášťa, ale môže byť prítomný aj v kremeňových žilách pretínajúcich granitoidný masív.

Rudné indície v kryštaliniku Žiaru

Informácie o výskyte rudných minerálov v kryštaliniku Žiaru sú doteraz veľmi sporadické. F. Fiala (1931) spomína zo Žiaru limonitizovaný pyrit, ale osobitnú pozornosť si vyžaduje jeho zmienka o zlatonosnom (?) antimonite v bývalom Krulišovom lome v Hlbokej doline 1 km na SZ od Skleného. O. Miko — J. Határ (1976) zistili v rozdrvených horninách ojedinelé zrná arzenopyritu, galenitu, chalkopyritu a pyritu a v jednej vzorke sa našiel aj molybdenit. Vznik týchto minerálov uvedení autori spájajú s hydrotermálnou činnosťou.

Hodnotením asociácií rudných minerálov zo šlichov sme získali viaceré nové poznatky. Na S od Ráztočna v okolí horárne Uhlisko, kde sú horniny kryštalinika intenzívne tektonickodeformačne porušené, súčasne s anomáliou pyritu vystupuje aj arzenopyrit, baryt, hematit a limonit (aureola označená č. I). Podobne aj severnejšie v oblasti medzi Malou Čausou na JZ, Dubovým a Budišom na východnej strane sú granitoidné horniny výrazne kataklázované a mylonitizované, pričom trhlinky okrem minerálov epidotovo-zoisitovej skupiny a karbonátov často vypĺňa aj hematit-spekularit a limonit. Je tu aj vyšší obsah pyritu, chalkopyritu a miestami aj barytu (aureola č. II). Na dvoch miestach sa v uvedenom pásme našlo aj zlato. Aureola smeru JZ—SV menšieho rozsahu sa zistila aj na SV od Brezian (aureola č. III). Tu sú okrem minerálov epidotovo-zoisitovej skupiny, hematitu a limonitu prítomné aj sulfidy. Anomálna oblasť podobného smeru (aureola č. IV) so zvýšenou koncentráciou pyritu, chalkopyritu, barytu, hematitu a limonitu sa rozprestiera aj v najsevernejšej časti študovaného územia západne od Malého Vyšehradu (kóta 773 m). Ojedinelé zrná scheelitu sa našli iba v najjužnejšej, resp. juhovýchodnej časti kryštalinika Žiaru. Poznatok F. Fialu (l. c.) o prítomnosti antimonitu sa pri šlichovej prospekcii nepotvrdil, ale v bezprostrednej blízkosti sme zistili výskyty scheelitu.

Neprítomnosť väčších akumulácií rúd v Žiari zrejme súvisí s intenzívnou denudáciou vrchov, po ktorej zostali obnažené iba hlbšie časti granitoidného masívu. Veď napríklad v okolitých vrchoch s nižším stupňom erózie a väčším zastúpením kryštalických bridlíc plášťa, v severnejšie ležiacej Malej Fatre, ako aj na západe sa rozprestierajúcej Malej Magure je situácia vo výskyte rúd oveľa priaznivejšia. D. Hovorka — J. Greguš (1974) zhodnotili ťažké minerály šlichov Malej Fatry a zistili viaceré, z prospekčného hľadiska zaujímavé rudné minerály (scheelit, zlato, rumelku, antimonit, sulfidy). Pokiaľ ide o výskyt scheelitu v Malej Fatre, uvedení autori ho pokladajú sčasti za primárny, ale zväčša za produkt „naloženej" hydrotermálnej aktivity. Upozorňujú na to, že zvýšený obsah scheelitu sa spozoroval najmä v oblastiach, kde sa popri granitoidoch zachovali zvyšky hornín metamorfného plášťa. Obdobný poznatok sme získali aj pri hod-

notení prítomnosti scheelitu v Žiari. Baryt dávajú spomenutí autori do súvislosti s alpínskou hydrotermálnou činnosťou (v Malej Fatre je baryt aj vo výplni žiliek pretínajúcich sedimenty spodného triasu).

Z hľadiska metalogenézy a výskytu rúd sú významné informácie z Malej Magury, ležiacej v bezprostrednej blízkosti Žiaru. Z nej sú dávno známe výskyty zlata a polymetalických rúd. V poslednom období typy zrudnenia zhodnotil a prognózu metalonosnosti aj za pomoci šlichovej prospekcie súhrnne spracoval M. Böhmer — P. Hvožďara (1980). Najstaršie pyritovo-pyrotínové zrudnenie submarínno-exhalačného pôvodu z týchto vrchov nemá v Žiari analógiu. Ďalším typom z Malej Magury je predvariské zrudnenie s typickou minerálnou asociáciou scheelit — zlato — rumelka, hojne sa vyskytujúce aj v ďalších kryštalických vrchoch Západných Karpát a vo Východných Alpách. Je veľmi pravdepodobné, že ojedinelé výskyty scheelitu a zlata zo Žiaru, ktoré sme v šlichoch zistili, tiež patria do uvedeného typu zrudnenia, ale v šlichoch z tejto oblasti sme nezistili rumelku. Nevylučujeme ani variskú mobilizáciu niektorých rudných prvkov. a to ako výsledok pôsobenia granitoidných más. Ďalšie pri šlichovej prospekcii zistené rudné minerály zrejme treba spájať s epigenetickou hydrotermálnou činnosťou. Aj v Malej Magure M. Böhmer — P. Hvožďara (l. c.) do posledne uvedeného typu zrudnenia zaraďujú výskyty sfaleritu, galenitu, chalkopyritu a barytu. Málo býva zastúpený arzenopyrit a pyrit. Rudonosné roztoky a fluidy využili na prenikanie alpínske intenzívne tektonicky porušené zóny hlavne smeru JZ—SV pretínajúce kryštalický masív a zanechali v nich svoj obsah. Tak možno vysvetliť pôvod spomenutých zistených rudných aureol I—IV v kryštalickom masíve Žiaru.

Recenzoval P. Hvožďara

LITERATÚRA

Böhmer, M. — Hvožďara, P. 1980: Výsledky šlichového výskumu z východnej časti Malej Magury. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 34, s. 31—45.*

Fiala, F. 1931: Několik mineralogických nálezů ze Žiarského pohoří. *Zbor. prírodoved. odb. Slov. vlastiv. múz. v Bratislave, s. 24—27.*

Hovorka, D. — Greguš, J. 1974: Ťažké minerály šlichov z kryštalinika Malej Fatry. *Mineralia slov., 6, 2, s. 143—150.*

Klinec, A. 1956: Správa o mapovaní kryštalinika pohoria Žiaru. *Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava.*

Klinec, A. 1958: Geologické poznámky o kryštaliniku Žiaru. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 12, s. 86—92.*

Ľachovič, V. V. 1979: Akcessornyje mineraly gornych porod. *Moskva, Izd. Nedra. 296 s.*

Miko, O. 1966: Petrografia a ťažké minerály hornín kryštalinika Žiaru. *Manuskript — PFUK Bratislava.*

Miko, O. — Határ, J. 1976: Kryštalinikum Žiaru: nové poznatky o stavbe; akcesorické minerály. *Mineralia slov., 4, s. 335—354.*

Miko, O. — Pulec, M. 1981: Šlichovanie kryštalického jadra pohoria Žiar. *Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava.*

Results of panning prospection in the crystalline of the Žiar Mts. (NW Slovakia)

OTO MIKO — MIROSLAV PULEC

Mainly granitoids share the composition of the crystalline core in the Žiar Mts. northeasternly from Prievidza town in NW Slovakia. The less frequent metamorphics of the intrusion mantle (gneiss and amphibolite) occur along the soutern margin of the

mountains. The crystalline core is rimmed from its SW and NE to E side by normal faults (Klinec, 1956, 1958). Important role in the geological structure is played by young high-angle faults of SW—NE strike dividing the crystalline into partial block units. The southernmost block unit in the area is the most subsided and less eroded one (Miko — Határ, 1976) preserving so the whole typical edifice of a crystalline core mountain with a metamorphic envelope of plutonite body. The middle block unit is the highest elevated one where the denudation reached into the deepest levels of the granitoid core composed mainly of the so called "normal" biotite to two-mica granitoids. The crystalline block unit between Nedožery and Budiš villages is eroded but to the upper or marginal parts (levels) of the granitoid intrusive body therefore coarse-grained pegmatitoid varieties of granitoids are prevailing here. A detailed petrography is given by F. Fiala (1931), A. Klinec (1956, 1958) and O. Miko (1966).

Accessory minerals in single rock varieties of the crystalline core were investigated by O. Miko — J. Határ (1976). Accordingly, the assemblage of accessoric minerals in a "normal" granitoid type is similar to the "autometamorphic" and K-felspar rich varieties i. e.: apatite ≧ ilmenite > monazite ⟩⟩ zircon. The proportion of accessories in pegmatitoid granitoids is apatite > monazite ⟩⟩ zircon whereas accessories in biotite paragneiss from the soutern margin of the mountains is garnet > apatite ⟩⟩ monazite ≧ zircon.

Panning samples were taken over the entire crystalline core of the Žiar Mts. Alltogether 27 heavy minerals have been identified in concentrates most of them occurring only in accessory to subordinated amounts in the respective rocks. Nine minerals are firstly reported from the area: baryte, cordierite, corundum, disthene, native gold, scheelite, sillimanite, spinel and staurolite. Results proved that single rock varieties contain also peculiar assemblages of accessory minerals (Miko — Határ, 1976).

New results were obtained also concerning the distribution of ore minerals in the area. Four districts with higher amounts of sulphides, baryte, haematite and limonite were distinguished in the Žiar Mts. (fig. 1). All districts are related to the belts of strong tectonic deformations in granitoids (cataclasites and mylonites). Northernly from Ráztočno village near to the Uhlisko forest guard house, pyrite occurs together with arsenopyrite, baryte, haematite and limonite (halo No. 1). Northwards between Malá Čausa, Budiš and Dubové villages, strongly tectonized granitoids contain higher amounts of pyrite, chalcopyrite, at places of baryte and subordinatedly even of native gold together with minerals of the zoisite-epidote group and carbonates (halo No. 2). Sulphides with haematite, limonite and the minerals of the epidotezoisite group occur also in the areally less extent halo No. 3. The last halo is also trending in SW—NE direction and contains higher amounts of pyrite, chalcopyrite, baryte, haematite and limonite. It is located westernly from Vyšehrad village (halo № 4). Scheelite was found sporadically only in the southernmost and southeastern part of the mountains.

Panning prospection results may be correlated with data from the surrounding crystalline mountain ranges, the Malá Fatra and Malá Magura Mts. Similarly, also in these mountains, scheelite was found mainly in places where metamorpic rocks of the granitoid intrusion mantle are preserved (Hovorka — Greguš, 1974). Baryte occurences mentioned by the above authors are also related to the hydrothermal activity of Alpine age in the Malá Fatra Mts. A Pre-Variscan ore formation of scheelite, native gold and of cinnabarite is mentioned by M. Böhmer — P. Hvožďara (1980) from the Malá Magura Mts. but frequently reported also from further West Carpathian crystalline terraines. The subordinated scheelite and native gold association found in the Žiar Mts. belongs to this type of mineralization as well although cinnabarite was not yet found here. A Varisctn mobilization of some older mineralizations may not be excluded in this case.

An epigenetic hydrothermal activity, similar to those reported from the Malá Magura Mts. (Böhmer — Hvožďara, 1980), is represented by sphalerite, galena, chalcopyrite and baryte complemented, in places, by arsenopyrite and pyrite. Hydrothermal concentrations are located in strongly tectonized Alpine zones dissecting the crystalline core. The absence of a more considerable ore accumulation is due to the strong erosion of the mountain range which removed the upper levels of the structure so that only deeper portions of the granitoid massiv remained with only relics of indicated ore formations.

Preložil I. Varga

Mineralia slov.
14 *(1982), 453—460*

SPRÁVA

Nová ložisková interpretácia olovnatého ložiska Ján (Veľké Pole, okr. Žiar n. Hronom)

STANISLAV POLÁK

Geologický prieskum, geologický úsek Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

(4 obr. v texte)

Doručené 11. 2. 1982

Новые интерпретации на месторождении олова Ян (Вельке поле, район, Жиар над Гроном)

Опущенное месторождение олова-серебра при деревне Вельке Поле (раньше известное под названием Пила — Ян Непомуцки) считается типично метасоматическим оруденением при тектонической площади сдвига среднетриасовых известняков по кристалинику. Анализ и интерпретация в настоящее время указывает, что главным элементом оруденения являются структурные элементы З-В направления и также ССЗ-ЮЮВ, которые модифицируют распределение оруденения на передвижной площади. Можно ожидать богатое оруденение и на периферии.

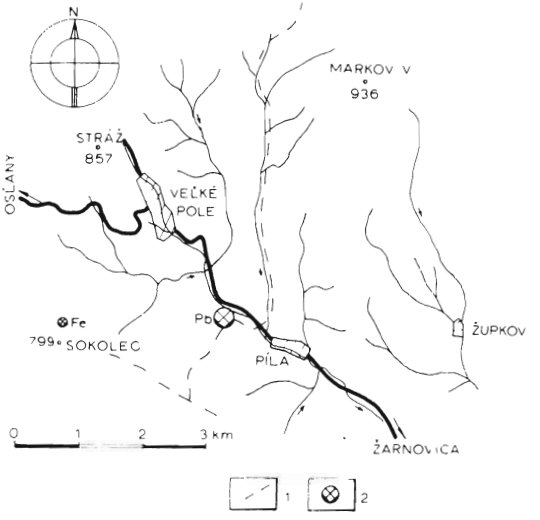
New economic geological interpretation of the Ján lead ore deposit in Veľké Pole (Middle Slovakia)

The exhausted deposit of lead-silver ores in Veľké Pole (known formerly under the name Píla — Ján Nepomucký) was up to now considered to represent a typical metasomatic ore accumulation near to the overthrust surface of Middle Triassic carbonates over crystalline rocks. The recent analysis and new interpretation of the structure revealed that the main causality to the mineralization are in fact E—W to NNW—SSE running structural elements modifying the distribution of ore bodies along the overthrust plane. Possibilities for the discovery of similar rich ores along the flangs of the exhausted body are analyzed.

Galenitové ložisko Ján Nepomucký v katastri obce Veľké Pole (obr. 1), v geologickej literatúre skôr známe pod nesprávnym označením Píla-Ján Nepomucký, stále patrí medzi nevysvetlené a veľmi špecifické objekty západokarpatského me-

talogenetického regiónu, a to najmä zo stránky ložiskových pomerov a pozície na periférii stredoslovenských neovulkanitov. Jeho priemyselná ložisková výplň sa všeobecne považuje za vyčerpanú; aj doterajšie periodické vyhľadávanie pokračovania zrudnenia v jeho najbližšej periférii sa skončilo prakticky negatívne.

Práve z obdobia jeho krátkodobej, ale veľmi úspešnej exploatácie (najmä v rokoch 1812—1840) je málo konkrétnych správ osvetľujúcich niektoré ložiskové otázky a iba dve, zrejme neúplné, mapy banských diel z roku 1816 a 1828 (uložené v ŠSÚA, banské odd. v Banskej Štiavnici). V rokoch 1952—1953, keď sa pod naším vedením čiastočne sprístupnili tri najspodnejšie banské diela a vyhĺbili tri krátke prieskumné vrty, sa získali vlastne prvé, aj to iba čiastkové poznatky o ložiskových pomeroch tohto zrudnenia (Polák, 1955). Naša práca zároveň poslúžila aj ďalším autorom ako jediný konkrétny zdroj ložiskových informácií (Biely, 1962, Kantor — Biely, 1965, Ivanov, 1967).



Obr. 1. Olovenorudné ložisko Ján Nepomucký vo Veľkom Poli. 1 — katastrálne rozhranie obce Píla a Veľké Pole, 2 — staré banské exploatačné centrá (Pb — ložisko Ján Nepomucký, Fe — exploatácia limonitických železných rúd na severných svahoch vrchu Sokolec)

Fig. 1. The Ján Nepomucký lead ore deposit in Veľké Pole. 1 — cadastral boundary of Píla and Veľké Pole villages, 2 — old exploitation centres (Pb — the Ján Nepomucký deposit, Fe — old exploitation of limonitic ores on the northern slopes of the Sokolec hill)

Súčasný regionálny geochemický prieskum a prognózovanie zrudnení v Tríbeči vyvolali záujem o tento starý objekt a viedol nás k opätovnému bádaniu starších podkladov, prehodnoteniu informácií a k novej interpretácii najmä z hľadiska ďalších prognóz Pb—Ag mineralizácie. Pritom sme zužitkovali aj niektoré výsledky novších vyhľadávacích období, ktoré sa doteraz nepublikovali. Pri kritickom pohľade sa nám pôvodný ložiskový obraz z roku 1955 dnes javí ako zjednodušujúci a už nezodpovedajúci súčasným potrebám prognózovania.

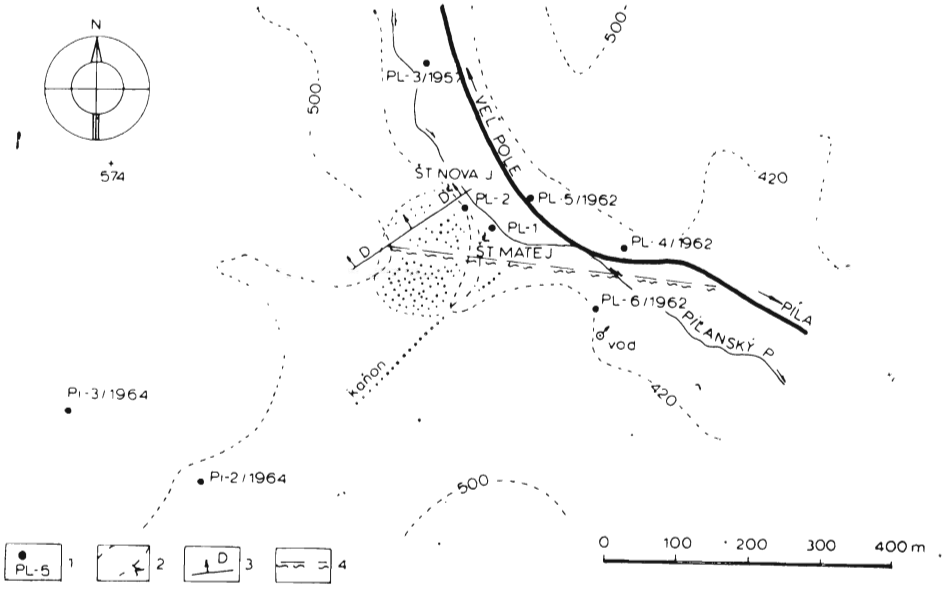
Na správne pochopenie problematiky treba zopakovať doterajší schematický obraz o historickom ložisku Ján Nepomucký. Ide vcelku o horizontálne pomerne malú ložiskovú plochu (zhruba 100×200 m) otvorenú šestnástimi na výšku sotva 50-metrovými štôlňovými horizontmi (okrem ďalších kutacích štôlní na periférii), ktorá sa vytvorila na stykovej ploche (ďalej ju označujeme PP) medzi vápencami krížňanskej jednotky a silne zbridličnatenými a alterovanými horninami kryštalinika. Táto plocha veľmi mierne upadá (miestami je temer horizontálna) smerom na SV pod alúvium Píľanského potoka. Priamo na nej alebo v najbližších laterálnych partiách sú často tenké dajkovité injekcie slabo alterovaných andezitov, ktoré už mineralizácia nezasiahla.

Vápence sú v tesnom nadloží kryštalinika do vzdialenosti 1 až 5 m silne dolomitizované (?), ankeritizované (?) a recentne hypergénne limonitizované. Galenitové zrudnenie sa podľa starých správ aj autop-

sie objavovalo priamo iba na stykovej ploche PP čiastočne v ankeritizovaných vápencoch, ale hojnejšie ako nepravidelné balvany alebo úlomky v akejsi ílovitej mase. Je pochopiteľné, že tak výrazne situované zrudnenie vyvolávalo záujem o ďalšie sledovanie stykovej plochy PP. Predpokladalo sa, že sa stará exploatácia zastavila na hranici spodných vôd na úrovni Píľanského potoka, ktoré sa stali neprekonateľnou prekážkou ďalšieho dobývania. Toto zrudnenie sme zaradili medzi typické metasomatické prejavy na periférii roja andezitových dajok (Polák, 1955). Izotopický výskum Pb (Kantor — Biely, 1965) poukázal na možný predterciérny vek zrudnenia. To vylučuje jeho vzťah k tunajším neovulkanitom.

Prvé (obr. 2), ako aj neskoršie prieskumné vrty zo 60-ych rokov naznačili, že stykova plocha vápenec — kryštalinikum pokračuje od ložiska v smere na JZ a JV pod alúvium Píľanského potoka, ale bez náznakov analogických metasomatických procesov. Zachytili sa aj pozične odchylné andezitové telesá priamo vo vápencoch so silne brekciovitými kontaktmi, ale bez akejkoľvek rudnej mineralizácie. Neúspešné bolo aj hľadanie pokračovania plochy PP smerom na S, a preto boli ďalšie prognózy zrudnenia veľmi skeptické a ložisko Ján Nepomucký sa charakterizovalo ako náhodný, aj keď lokálne intenzívny efekt metasomatózy na malej ploche a bez širšieho dosahu.

Nové bádanie a prehodnotenie starších



Obr. 2. Situácia starých banských diel a starších prieskumných vrtov na ložisku Ján Nepomucký a v jeho okolí. Hlavné interpretované štruktúrne prvky. 1 — staršie prieskumné vrty (rok realizácie), 2 — okruh hlavných starých banských diel a hlavné štôlne, 3 — porudná tektonická hranica severozápadného zrudnenia pri štôlni Nová Ján, 4 — interpretovaná hlavná ložisková štruktúrna línia (smeru Z—V)
Fig. 2. Sketch map of old mining workings and older prospection drillings on the Ján Nepomucký deposit and in its surroundings with main structures interpreted. 1 — older drillings (year of realization), 2 — the district of main old mining workings and main drifts, 3 — the northwestern post-mineralization tectonic boundary of the orebody near the new Ján adit, 4 — main E—W structure interpreted

prieskumných poznatkov, archívnych správ aj máp, a najmä povrchovej situácie priniesli celý rad informácií, ktoré sú v rozpore s uvedenou schematickou predstavou. V prvom rade sa treba pristaviť pri analýze ložiskovej štruktúry a charaktere jej výplne, pretože majú pre ďalšie prognózne úvahy kľúčový význam. Práve tu sa azda najviac pociťuje nedostatok detailnejších ložiskových informácií a interpretácií.

Najstaršia informácia o ložisku pochádza z počiatku exploatácie, spred roku 1820 (Jonas, 1820). J. Jonas (ibid.) uviedol, že nie je schopný podať ucelenejší ložiskový obraz o zrudnení. Nazdával sa, že ide o akýsi „zával" z nepravidelných blokov vápenca, medzi ktorými hniezdovite až závalkovite vystupuje galenit spolu so „železitou zeminou — hlinou" (tá podľa neho vznikla zvetrávaním galenitu a pyritu). Obsah Ag v galenite dosahuje 6 až 7 lotov na cent (1875 až 2187 ppm). Galenit je aj silne arzénonosný (?). Iné horniny neuviedol.

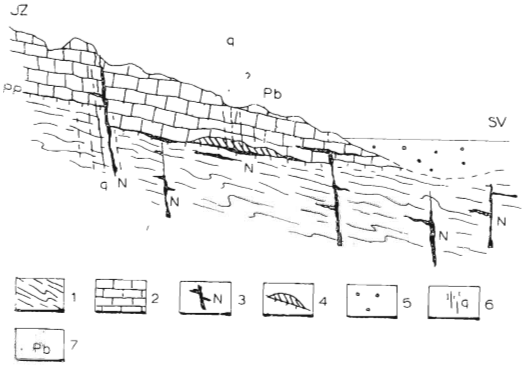
Oveľa presnejší a úplnejší je geologický a ložiskový opis v banskomajetkovej knihe bývalej banskosúdnej substitúcie v Novej Bani z roku 1850 až 1856 (Bergbesitzstandbuch 1856, s. 11—12). V ňom sa už uvádza celá dnes známa paleta hornín; základom je vraj najnižšie ležiaci propylitizovaný andezit vytvárajúci pod vápencom malé elevácie (?). Medzi týmito dvoma horninami vystupuje „premiešaná zmes" (brekcia?) úlomkov ílovitých bridlíc (asi dnešné alterované kryštalinikum), vápenca, drôb (?), rúl a rozloženého andezitu. V tejto pozícii sa najmä na bridliciach objavuje tehlovočervená zemina (označovaná ako vlastné ložisko) so zrnkami až blokmi galenitu. Jednoznačne sa uvádza, že v kryštaliniku a v andezitoch zrudnenie nevystupuje, alebo sa mu v krajnom prípade nepripisuje nijaký význam. Voľné hniezda celistvého galenitu miestami dosahovali takú veľkosť (napr. v štôlni Klára a Matej), že bolo nevyhnutné ich pred transportom z bane na mieste rozstreľovať. Popri tejto ložiskovej výplni sa ťažili aj kusy vápenca, často červenohnedého (asi limonitizovaný ankerit), v ktorých bol galenit vtrúsený alebo tvoril malé žilky.

V dokumente je pozoruhodné konštatovanie, že ložisko Ján Nepomucký je iba tektonickým derivátom z mohutnejšieho ložiska, ktoré by bolo treba hľadať, „vo vyšších partiách pohoria". Nijaké argumenty podporujúce hypotetické návrhy sa neuvádzajú, ale rovnaké konštatovanie sa núka aj zo súčasného prehodnotenia informácií.

Zánik exploatácie zrejme spadá do obdobia okolo roku 1855, keď sa vyťažilo už iba 680 kg olova a 2,3 kg striebra, a definitívny zánik do roku 1862, keď bol celý objekt opustený a majetok predaný na dražbe. Všetky ďalšie a novšie správy už nemajú autoptický charakter ani nepodávajú nijakú výstižnú interpretáciu. Keďže aj najmladší mapový podklad je iba z roku 1828, neprekvapuje ani existencia ďalších štôlní, nezobrazených na tejto mape (napr. v 50-ych rokoch čiastočne sprístupnená štôlňa Alexína a i.). Lokálna enormná bohatosť zrudnenia zrejme už pred 100 rokmi lákala k ďalšiemu vyhľadávaniu, ale o jeho výsledkoch niet správ. Pri sprístupňovaní starej štôlne Matej sa dokonca narazilo na strop starej štôlničky, ktorá už iste sčasti ležala pod úrovňou spodných vôd (možno ide o niekedy spomínanú Vodnú štôlňu). To jasne dokumentuje ďalší záujem aj o otváranie hlbších partií okolo zrudnenia, a to napriek mimoriadnym ťažkostiam. V širšom okolí je zas rad starých štôlní, ktoré sledujú iba styky vápencov s andezitmi alebo presunovú plochu PP.

Opísaný charakter výplne, ako aj naše autopické poznatky zo sprístunenia niektorých zvyškov dobývok jasne poukazujú na tektonickú deštrukciu pôvodnej ložiskovej

výplne, najmä podložných hornín kryštalinika (silná foliácia paralelná s plochou PP). Sugestívna je preto predstava o opakovaných tektonických procesoch na presunovej línii PP, zvýraznených množstvom dajok neovulkanických hornín (obr. 3). To nás dávnejšie viedlo k predpokladu o ich genetickej a časovej súvislosti s Pb—Ag zrudnením. Všetky najnižšie staré banské diela išli výhradne po stykovú plochu sericitované ruly ± andezitové dajky — vápence a smerne ju sledovali. Smerom na SZ sa všetky končia na čiare smeru JZ—SV. Po otvorení štôlne Nová Ján sa konštatovalo, že pravdepodobne ide o mladší tektonický pokles rozhrania vápence — kryštalinikum so sklonom 45° na SZ (nikde sa tu nenašli náznaky zrudnenia).



Obr. 3. Schematický priečny profil Pb—Ag zrudnenia vo Veľkom Poli. 1 — fóliované a alterované horniny kryštalinika, 2 — stredné triasové vápence, 3 — dajky neovulkanitov, 4 — ankeritizované vápence s Pb—Ag zrudnením, 5 — štrkopieskové alúvium Píľanského potoka, 6 — indikované štruktúrne prvky zrudnenia, 7 — predpokladaná primárna litogeochemická aureola zrudnenia

Fig. 3. Schematic cross section of the lead-silver orebody in Veľké Pole. 1 — crystalline schist, foliated and altered, 2 — limestone, Middle Triassic, 3 — neovolcanic dyke, 4 — limestone with lead-silver ore, ankeritized, 5 — sandy gravel alluvial beds of the Píla brook, 6 — indicated structural elements controlling the mineralization, 7 — presumed primary lithogeochemical halo of mineralization

V jej nadloží už prevažujú dolomity. Predpokladané poklesnuté severozápadné krídlo zrudnenia sa bezvýsledne hľadalo vrtom PL-3 roku 1957, ktorý až do konečnej hĺbky 150 m prechádzal dolomitmi preniknutými iba andezitovou dajkou, tiež bez náznakov zrudnenia.

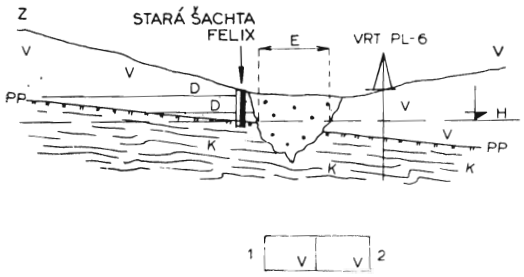
Z hlbšieho štúdia priebehu väčšiny vyššie ležiacich štôlňových obzorov vychodí, že ide o dva jasne zvýraznené základné priebehy banských diel, a to smeru SSZ—JJV a Z—V. Obidva sú čiastočne dokumentované aj starými dobývkami. V sprístupnených starých štôlňach boli tieto smery podložené priebehom stykovej plochy PP. Dobre rekonštruovateľná je tu najmä plocha smeru Z—V až JJV—ZSZ s úklonom na S, z ktorej vybieha aj niekoľko chodieb s dobovým atribútom „nadložné". Toto sústredenie diel do výrazne orientovaných smerov zrejme nie je náhodné, a preto ho interpretujeme ako priebeh hlavných ložiskových štruktúr v tomto smere. Pri nepatrnom sklone plochy PP a jej úplnom zrudnení by sa totiž skôr dalo očakávať rozšírenie banských chodieb v smere po úklone (najmä smerom hore).

Pri analýze východného okraja starých banských diel prekvapuje ich ostré ukončenie na okraji kaňonovitej dolinky v mieste, kde podľa ich zoskupenia možno predpokladať najproduktívnejšiu časť zrudnenia. Ako ukázal vrt PL-6, nezrudnená styková plocha PP pokračuje aj na druhú stranu dolinky v malej hĺbke pod povrchom (—27 m). Práve pri takto nápadnom ohraničení starých banských diel je dokumentovaná jediná tunajšia nehlboká šachta Felix, razená až na úroveň neďalekého Píľanského potoka a otvárajúca zrejme už tú časť zrudnenia, ktorú nebolo možno exploatovať štôlňovými obzormi. Temer s určitosťou možno tu situáciu interpretovať ako erozívne ohraničenie zrudnenia (pozri obr. 4). Pokračovanie stykovej plochy PP zachytené vrtom PL-6 je už zrejme mimo

pravdepodobného priebehu osi zrudnenia, a preto je aj sterilné.

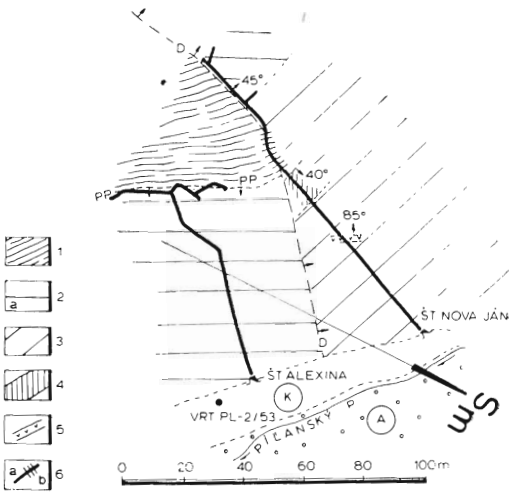
Zatiaľ čo smerom na JZ od ložiskového objektu prebieha styková plocha zhruba v očakávanej pozícii (napr. vo vrtoch Pi-2 a Pi-3), situácia sa komplikuje najmä okolo údolia Píľanského potoka. Vo vrte PL-3 až PL-5 sa zachytilo niekoľko strmých andezitových dajok, ktoré svedčia v prospech silného tektonického porušenia práve v tých miestach a o prerušení priebehu stykovej plochy PP. Vystupovanie Pb—Ag zrudnenia v blízkosti andezitových žíl na ložisku Ján Nepomucký zrejme viedlo kutiarov k založeniu drobných kutacích štôlní na priľahlej strane údolia práve v miestach vystupovania andezitových dajok.

Z hľadiska súčasnej ložiskovej predstavy sa výrazne mení a spresňuje aj prognózny obraz o tomto zrudnení. V prvom rade treba definitívne opustiť predstavu, že jediným, a teda hlavným kauzálnym prvkom tunajšieho zrudnenia je spomenutá styková plocha PP; ide iba o priaznivé tektonické a litologické prostredie expanzie rudných roztokov okolo akejsi západo-východnej štruktúrnej línie. Jej priebeh



Obr. 4. Schematická interpretácia východného ukončenia starých exploatačných banských diel v okolí šachty Felix (rez Z—V). PP — styková plocha kryštalinika (K) s vápencami (V), E — oderodovaná časť vápencov nad plochou PP, D — staré banské horizonty, H — hladina spodnej vody, 1 — zrudnená časť vápencov, 2 — nezrudnená časť vápencov nad plochou PP. Bez mierky

Fig. 4. Schematic interpretation of the eastern termination of old exploitation workings around the Felix shalt (E—W section). PP — contact between crystalline rocks (K) and limestone (V), E — eroded part of the limestone over the PP surface, D — old mining levels, H — groundwater level, 1 — limestone mineralized, 2 — limestone not mineralized above the PP surface. Without scale



Obr. 5. Situácia okolo porudnej dislokácie (D) na úrovni štôlne Nová Ján. 1 — kryštalinikum, 2 — vápence (a — ankeritizované), 3 — dolomity, 4 — cukrovobiely žilný kremeň v štôlni, 5 — andezitová dajka v štôlni, 6 — otvorená časť starých štôlní (a — s viditeľnou geologickou situáciou, b — úsek so zakrytou geologickou situáciou), PP — styková plocha kryštalinikum — vápence, D — porudná dislokácia na severozápadnom okraji zrudnenia, A — alúvium Píľanského Potoka, K — kolúvium okolo štôlne Alexína. Spracované podľa geologickej dokumentácie autora z 50-ych rokov

Fig. 5. Situation around the post-mineralization tectonic boundary (D) on the level of the Nová Ján adit. 1 — crystalline schist, 2 — limestone (a — ankeritized), 3 — dolomite, 4 — sugar white quartz vein filling in the adit, 5 — andesite dyke in the adit, 6 — open parts of old adits (a — visible geology, b — undistinguishable geology), PP — contact between crystalline rock and limestone, D — post-mineralization tectonic surface on the NW margin of the orebody, A — alluvial beds of the Píla brook, K — colluvial beds around the Alexina adit. Modified author's documentation from the fifties

v smere na V možno azda stotožniť s priebehom údolia Píľanského potoka (teda pod alúvium). Eventuálne pokračovanie do karbónskych hornín chočskej jednotky je nejasné a málo pravdepodobné. Priaznivejšie výsledky sa črtajú v smere na Z do mohutného komplexu dolomitov a vápencov krížňanskej jednotky. Už spomenutá porudná dislokácia v štôlni Nová Ján síce viedla k porušeniu bezprostredného priameho pokračovania kauzálneho štruktúrneho prvku aj priaznivého tektonického rozhrania, ale v nijakom prípade to nemusí značiť definitívne ukončenie zrudnenia. Hodno spomenúť, že už na starej banskej mape z roku 1828 je nedatovaná kresba ceruzkou akéhosi projektu ďalších sledných prác v smere na Z z oblasti štôlne Nová Ján, a to asi z miest, kde je tu zachytená inde neznáma vyše 10 m mocná žila (sic!) cukrovobieleho bezrudného kremeňa neznámeho postavenia a významu (pozri obr. 5).

Metasomatický charakter aureoly Pb—Ag zrudnenia v karbonatických horninách mezozoika dáva dobrý predpoklad na aplikáciu geochemických metód vyhľadávania. V prvom rade treba overiť terén priamo nad vyexploatovaným zrudnením, aby sa potvrdil predpoklad aureoly zrudnenia aj vo vertikálnom smere a získala predstava o jej dosahu. Situácia je tu totiž nejasná, pretože niektoré morfologické zjavy indikujú existenciu starých neidentifikovateľných kutacích prác. Obdobné indície sú z viacerých miest širšieho okolia hlavne v smere na Z a JZ, t. j. z miest, ktoré sú už nad silne zvodneným alúviom Píľanského potoka, ako aj tesne západne nad obcou Píla (staré štôlne čiastočne dnes používané ako zachytený zdroj pitnej vody).

Pre úplnosť treba ešte uviesť, že v údelovej knihe bývalého banského súdu v Banskej Štiavnici (Munthungsbuch 1836—1844, archív ŠSÚA v Banskej Štiavnici) sa pri údele čís. 2142/1843 spomína isté Pb—Zn—Cu zrudnenie v oblasti dolomitov pri Sklených Tepliciach, ktoré je vraj úplne analogické veľkopoľskému ložisku Ján Nepomucký. Ale napriek intenzívnemu pátraniu sa nám nepodarilo zistiť polohu toho v danom teréne zrejme nezvyčajného ložiskového prejavu (údajne išlo o dve výrazné dutiny vo vápencoch vyplnené galenitom, chalkopyritom a okrovito-limonitickými rozkladnými produktmi).

Pri súčasnom regionálnogeochemickom vyhľadávaní v Tríbeči (šlichová metóda a pomocou jemných náplavov hydrosiete) sa nepodarilo zistiť nápadnejšie indície ďalších Pb—Ag zrudnení v širšom okolí ložiska Ján Nepomucký. Analogické negatívne výsledky okolo niektorých známych zrudnení sa vo vrchoch západného Slovenska už stali bežnými. Sú skôr výstrahou pred preceňovaním indikačných možností týchto metód najmä pre zrudnenia skoncentrované do menších objektov bez plošne rozsiahlej mineralizačnej aureoly.

Recenzoval M. Slavkay

LITERATÚRA

Bergbesitzstandbuch der k. k. Berggerichts Substitution zu Koningsberg (Ujbánya). Von 15ten April 1850 incl. 10ten Juni 1856. *Manuskript — Štát. slov. ústr. archív, ban. odd., Banská Štiavnica, s. 11—12.*

Ivanov, M. 1967: Vzťah zrudnenia Tríbeča k štiavnickej a kremnickej rudnej mineralizácii. *Geol. práce Spr. (Bratislava) 41, s. 99—105.*

Jonas, J. 1920: Physio-technographische Magazin uber die anorganische Natur des Oesterreich'schen Kaiserstaates. *1 (Budapest), s. 387—388.*

Kantor, J. — Biely, A. 1965: Ložisko Ján Nepomucký pri Píle a jeho genéza podla izotopov olova. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 37, s. 101—112.*

Polák, S. 1955: Metasomatické výskyty galenitu v strednotriasových vápencoch pri Píle, okr. Nová Baňa. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 2, s. 53—60.*

New economic geological interpretation of the Ján lead ore deposit in Veľké Pole Middle Slovakia)

STANISLAV POLÁK

Old explanations of the geological structure of the Ján lead-silver ore deposit in Veľké Pole assumed as the sole structural feature controlling this mineralized body the low-angle overthrust surface of Middle Triassic carbonates over the crystalline basement. The recent reassessment proved strong dependance of metasomatic alterations on the attitude of E—W and NNW—SSE running structural boundaries. The character of ore filling in the deposit together with the found andesite dykes along the overthrust plane clearly point to important post-mineralization movements along it. These movements may have displaced also the metasomatic products from their supposed "roots" (such veins are known in the surroundings). The possibility that similar ore-bearing surfaces do exist in the wider surroundings of the exhausted orebody together with the ascertained similar features in the continuation of vein structures into Mesozoic rocks westwards and southwestwards motivate the necessity of surficial geochemical mapping aimed at the discovery of hidden rich orebodies.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Rudolf Mock — Dušan Hovorka: **Geológia Bukových vrchov (MLR) a petrologický model ich mezozoického vulkanizmu** (Bratislava 22. 4. 1982)

Bukové vrchy (Bükk), Uppony a Szendrö v severnom Maďarsku geologicky predstavujú jeden celok — bükkikum, ktoré sa v súčasnosti pokladá za najjužnejšiu tektonickú jednotku vnútorných Západných Karpát. Buduje ho paleozoikum a mezozoikum juhoalpsko-dinaridného typu. Stavba bükkika je veľmi komplikovaná. Typická je juhovergentná vrásovo-šupinová stavba, hlbinný tektonický štýl, prevrátené vrstvové sledy v regionálnom rozsahu (južná časť Bukových vrchov) a prevažne vysokotlaková metamorfóza paleozoických, ako aj mezozoických súborov.

Devón (dominuje vápencový vývoj) a karbón vystupujú hlavne vo vrchoch Szendrö a Uppony. Typický je mocný flyš podobný hochwipfelskému. V bükkiku neboli prejavy hercýnskej tektogenézy. Pre vlastné Bukové vrchy je typický vrchný perm vo vývoji morského plytkovodného vápenca s plynulým prechodom do spodného triasu (vápenec). V strednom a vrchnom triase prevládli pannové fácie, v ladine a karne boli prítomné vulkanity. Najnovšie výskumy ukazujú, že v bükkiku je mohutne zastúpená jura v hlbokovodnom vývoji s vulkanitmi.

Vzťah bükkika k panónskemu bloku na J a ku gemeriku na S nie je doteraz jasný.

Mezozoický eruptívny komplex juhozápadnej časti Bukových vrchov, odokrytý najmä v profile kaňonovitého údolia Egerského potoka (oblasť Szarvaskő), tvoria (od nadložia do podložia): a) mohutný (300—400 m) komplex „pillow" láv tholeiitového typu, b) nediferencované sily gabra a doleritu, c) diferencované sily (oproti typu ad b) sú mocnejšie) s diapazónom hornín od gabra po peridotit. Vývoj komplexu je nasledujúci (Balla — Hovorka — Vinogradov, v tlači): po efúzii bazaltickej lávy na dno bazénu intrudovali dajky a uplatnili sa: asimilácia okolných sedimentov (a tým sa lokálne zmenilo zloženie taveniny); prijatie vody z okolných sedimentov, a tak sa zmenil kyslíkový režim (zmena zloženia amfibolu, frakčná kryštalizácia rudných minerálov koncentrovaných vo forme šlírov a i.); frakčná kryštalizácia.

Lokálny nerovnovážny vzťah typu „pevná fáza — tavenina" viedol k vzniku reakčných minerálov (najmä biotitu) okolo rudných minerálov. Celý komplex bol metamorfovaný v podmienkach prehnitovo-pumpellyitovej fácie. Svojou horninovou náplňou je porovnateľný s „pillow" lávami a komplexom paralelných dajok (teda vrchnou časťou) klasických ofiolitových komplexov.

Mineralia slov.
14 *(1982), 461—470*

SPRÁVA

Rudná mineralizácia v Javorí

ĽUDMILA ROJKOVIČOVÁ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

(10 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 16. 11. 1981

Рудная минерализация гор Яворие

В горах Яворие, в районе среднесловацких неовулканитов, детальным изучением минералогических вопросов пород пробуренных скважинами в этом районе были определены следующие рудные минералы: алабандин, антимон, антимонит, арсенопирит, ковеллин, энаргит, галенит, гётит, гематит, халькопирит, ильменит, кобальтин, магнетит, марказит, молибденит, пирит, пиротин, киноварь, рутил и сфалерит. Минералы относятся к этапу магматическо, гидротермального и гипергенного. Приведена также и их краткая характеристика, взаимные отношения, текстурные и структурные знаки.

Ore mineralizations in the Javorie Mts. (Middle Slovakia)

Detailed mineralogical investigations of drilling core samples from the Javorie Mts. in the Middle Slovakian neovolcanic area led to the identification of the following ore minerals: alabandine, antimonite, arsenopyrite, chalcopyrite, cinnabarite, cobaltite, covellite, enargite, galena, goethite, haematite, ilmenite, magnetite, marcasite, molybdenite, pyrite, pyrrhotite, rutile and sphalerite. These minerals originated during a magmatic, hydrothermal and hypergenous stage of mineralization. The paper gives short characteristics of each mineral, their mutual relations and the textural and structural framework.

V poslednom období sa v rámci komplexného výskumu metalogenézy stredoslovenských neovulkanitov venuje zvýšená pozornosť aj východnému okraju neovulkanitov stredného Slovenska — Javoriu.

Vulkanický komplex Javoria je zvyškom rozsiahleho komplexného stratovulkánu. Podľa V. Konečného — A. Mihálikovej (1977) možno v Javorí vyčleniť periférnu, prechodnú a centrálnu vulkanickú zónu.

Periférna vulkanická zóna zaberá podstatnú časť Krupinskej vrchoviny a tvorí ju prevažne redeponovaný vulkanoklastický materiál (epiklastické brekcie, konglo-

meráty, epiklastický vulkanický pieskovec). Prechodná vulkanická zóna buduje vlastný masív vrchov s výrazným morfologickým reliéfom, ktorý mierne upadá na J od Krupinskej vrchoviny, a predstavuje ju striedanie lávových prúdov a vulkanoklastických hornín. Centrálna vulkanická zóna bola vymedzená na severných svahoch Javoria (širšia oblasť Kalinky — Slatinské Lazy). Charakteristické sú pre ňu hydrotermálne premenené horniny a intruzívny komplex.

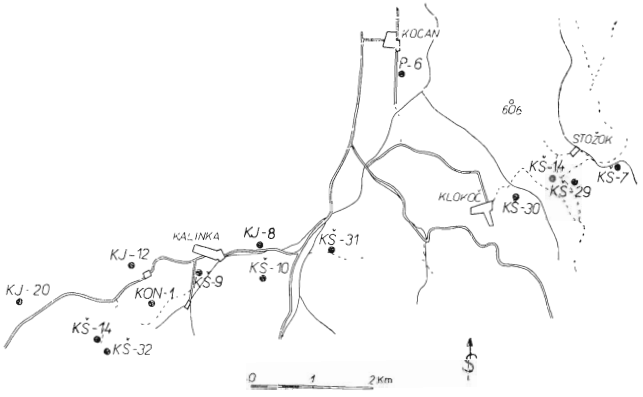
V rámci vulkanotektonických štruktúr boli vulkanické komplexy postihnuté hydrotermálnymi premenami pri súčasnom vzniku propylitizovaných a silicifikovaných zón. Uprostred hydrotermálne premenených vulkanických hornín identifikoval J. Valach (1965) malé intrúzie typu amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických dioritových porfýrov a granitoidných diferenciátov, s ktorými spája prejavy alkalickej metasomatózy. V podloží neogénneho vulkanizmu leží predterciérny horninový komplex (kryštalinikum veporika, mladšie paleozoikum, mezozoikum).

Oblasť Vígľašskej Huty (Kalinky) bola už v minulom storočí známa výskytom rýdzej síry (Marková — Štohl, 1978). W. Haidinger (1864) v tejto oblasti zistil vzácny minerál hauerit — MnS_2, ktorý podrobne opísal M. Kuthan (1956). L. Czech (1887) na základe mineralogického bádania odtiaľ opísal kremeň, sadrovec, anhydrit, pyrit, hauerit, realgár, dolomit, síru a selenit. Na veľké množstvo pyritu v hydrotermálne premenených horninách upozornil až Szontagh (1885, in Kuthan, 1956). Detailnejšie sa oblasti venoval J. Valach. Vykonal v nej geofyzikálny a geochemický výskum. Na základe rozborov šlichovej metódy v oblasti Vígľašská Huta — Stožok J. Valach (1964) opísal z rudných minerálov pyrit a chalkopyrit a z nerudných baryt, karbonáty, fluorit, topás, turmalín, hedenbergit a i.

V súčasnosti je oblasť predmetom štúdia geológov GÚDŠ pod vedením J. Štohla.

Mineralogicky sa zhodnotilo 17 vrtov (s hĺbkou od 100 do 2020 m) z oblasti Vígľašská Huta — Klokoč, Stožok, Pstruša v rozlohe približne 35 km^2 (obr. 1).

Rudná mineralizácia má vo veľkej miere rozptýlený charakter, ale vystupuje aj vo forme tenkých, často nepravidelných žiliek, odžiliek, zhlukov a šmúh. Mikroskopickým štúdiom (aj pri použití umelých šlichov), rtg difrakčnou analýzou, diferenciálnou termickou analýzou a rtg mikroanalýzou sa zistili tieto rudné a sprievodné minerály: alabandín, antimón, antimonit, arzenopyrit, alunit, covellín, dolomit, enargit, fluorit, galenit, goethit, hematit, chabazit, chalkopyrit, ilmenit, kalcit, kaolinit, kobaltín, kremeň, lazulit, magnetit, markazit, molybdenit, pyrit, pyrotín, rumelka, rutil, sadrovec a sfalerit (tab. 1).



Obr. 1. Lokalizácia vrtov v skúmanom území Javoria
Fig. 1. Localization of drillings in the investigated part of the Javorie Mts.

Rtg difrakčné záznamy vyhotovil R. Gavenda z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave, rtg mikroanalýzu D. Jančula na Chemicko-technologickej fakulte SVŠT v Bratislave na prístroji JEOL JXA-5A a kvantitatívnu chemickú analýzu ortuti pomocou eschovej destilačnej metódy M. Ďuriš v laboratóriách Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave.

Na základe detailného štúdia rudnej mineralizácie možno vo všeobecnosti vyčleniť minerály magmatického pôvodu (ilmenit, magnetit), minerály hydrotermálneho pôvodu (hematit, magnetit, pyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit, markazit, pyrotín, enargit, molybdenit, alabandín, rumelka, kobaltín, arzenopyrit, antimón, antimonit) a minerály hypergénneho pôvodu (covellín, goethit).

Minerály magmatického pôvodu

Reprezentuje ich *magnetit* a *ilmenit*, ktoré sú v skúmaných horninách bežnými akcesorickými minerálmi. Vystupujú v podobe alotriomorfne, menej idiomorfne vyvinutých zŕn prevažne v rozptýlenej forme. V ilmenite možno pozorovať aj zrasty zŕn, ale aj lamelovanie. Zastúpenie magnetitu v porovnaní s ilmenitom je výraznejšie. Pre izomorfnú prímes Mn a Al sa pri niektorých magnetitoch v miestach bohatších na tieto prvky prejavuje zonálnosť zvýraznená nižšou odrazivosťou a anomálnou anizotropiou. Vo vrte KON-1 magnetit obsahuje lamely odmiešania ilmenitu, ktoré sú produktom rozpadu tuhého roztoku.

Zastúpenie minerálov vo vrtoch
Presence of minerals in boreholes

Tab. 1

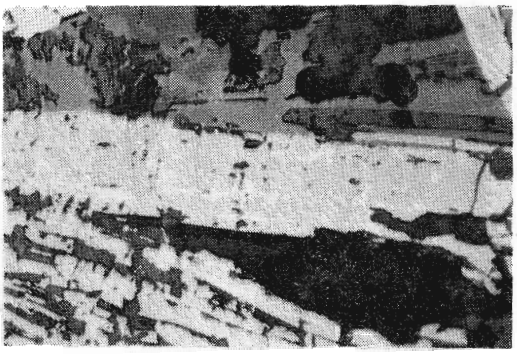
Č. vrtu a hĺbka v m	Fe_2O_3	Fe_3O_4	FeS_2	FeS	FeS_2*	$CuFeS_2$	Cu_3AsS	ZnS	PbS	CoAsS	MoS_2	MnS	HgS	FeAsS	Sb_2S_3	Sb	TiO_2
KŠ-7																	
150			+	+	+			+					+				+
KŠ-9																	
300	+	+	+	+		+											+
KŠ-10																	
321			+				+										+
KŠ-14																	
100	+		+	+	+		+										+
KŠ-29																	
260			+	+	+	+					+			+	+	+	+
KŠ-30																	
200		+	+														+
KŠ-31																	
150		+	+														+
KŠ-32																	
273			+	+		+											+
KON-1																	
2020	+	+	+			+		+	+	+	+	+					+
P-6																	
700			+	+	+	+		+	+								+
KJ-8																	
304	+	+	+	+	+	+		+									+
KJ-12																	
650	+	+	+	+	+	+			+								+
KJ-20																	
152			+	+		+		+									

* rombický (markazit)

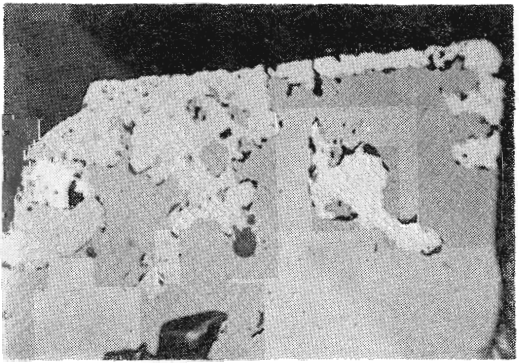
Minerály hydrotermálneho pôvodu

Hematit. V bádaných horninách je pomerne zriedkavý. Identifikoval sa iba mikroskopicky vo forme spekularitových šupiniek a alotriomorfných zŕn. Pozorovateľný je aj proces martitizácie; hematit zatláča magnetit pozdĺž štiepateľnosti, puklín aj od okraja zŕn (obr. 2). Podľa textúrnych znakov možno hematit pokladať za najstarší minerál hydrotermálnej mineralizácie, a to za predpokladu, že magnetit zatláčený hematitom je magmatického pôvodu.

Magnetit. Na rozdiel od magmatického primárneho magnetitu, ktorý je v hornine rozptýlený, hydrotermálny magnetit vystupuje aj vo forme žiliek a zhlukov, a to či už samostatných alebo spolu so sulfidickými minerálmi. Jeho výskyt je často úzko spätý s minerálmi, ktorými je prerastený (hematit, chalkopyrit, pyrit) a ktoré sú produktom hydrotermálnej mineralizácie. Vo vrte KJ-12 možno v distribúcii magnetitu pozorovať vertikálnu zonálnosť. Vo vrchnejších partiách vrtu, kde je hojný pyrit, je zastúpenie magnetitu podradnejšie, ale smerom do hĺbky jeho obsah stúpa na úkor pyritu. Pre hĺbkový rozsah pod 500 m sú typické magnetitové hniezda veľké až 4 mm. Magnetit tvorí s hematitom prerasty a miestami ho zatláča až do tej miery, že sám vytvára pseudomorfózy po hematite — mušketovit (obr. 3).



Obr. 3. Mušketovit (sivý) s reliktmi hematitu (biely). Vrt: KON-1/1712,5, zväčš. 160×
Fig. 3. Mushketovite (grey) with haematite (white) relics. KON-1 drilling, 1712.5 m depth, magn. ×160



Obr. 2. Martitizácia — hematit (svetlosivý) zatláča magnetit (tmavosivý) od okraja zŕn, pyrit (biely). Vrt KJ-12/360, zväčš. 440×
Fig. 2. Martitization of magnetite. Haematite (light grey) replacing magnetite (grey) from the rims and pyrite (white). KJ-12 drilling, 360 m depth, magn. ×440

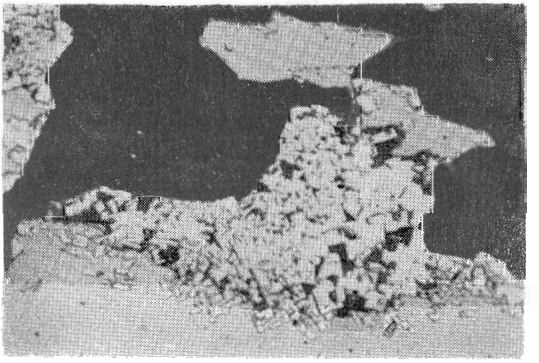
Pyrit. Je najhojnejším sulfidickým minerálom hydrotermálnej mineralizácie, ktorý sa vylučoval v širokom intervale na počiatku kryštalizácie sulfidov. Vystupuje vo forme rozptýlených zŕn, zhlukov, rozlične orientovaných žiliek hrubých 0,006—2,5 mm. V niektorých prípadoch (KON-1, KŠ-29) tvorí až masívnu pyritovú rudu. Je pravdepodobné, že pyrit tvorí niekoľko generácií, ale sa nedali odlíšiť. Jedno z kritérií tohto predpokladu je forma zŕn pyritu. Starší pyrit je mechanicky značne porušený (kataklázovaný, korodovaný), pričom sú často pozorovateľné už len relikty pôvodných zŕn. „Mladší" pyrit nie je tak intenzívne porušený a výraznejšie sa v ňom prejavuje idiomorfné obmedzenie (štvorcové, šesťuholníkové prierezy). Pyrit vďaka svojmu širokému intervalu kryšta-

lizácie vystupuje v paragenéze s takmer všetkými sulfidickými minerálmi, pričom možno pozorovať štruktúry zatláčania, uzatvárania, prerastania (Rojkovičová, v tlači). Pyrit metasomaticky zatláča aj výrastlice horninotvorných Fe minerálov. Pomocou rtg mikroanalyzátora sa niekde v pyrite zistila izomorfná prímes niklu a kobaltu.

Hodnoty mikrotvrdosti pyritu v študovaných vzorkách vykazujú pomerne širokú variabilnosť. Pohybujú sa od 700—1800 kp/mm^2 (6865—8826 MPa) pri závaží 80—160 kp. Vysvetlenie veľkého rozsahu nameraných hodnôt možno hľadať vo variabilnom obsahu Co a Ni v pyrite.

Pyrotín. Je pomerne častým minerálom, aj keď sa jeho výskyt viaže spravidla na veľmi malé, makroskopicky nepozorovateľné zrná. Najčastejšie vystupuje v podobe drobných kvapôčkovitých zŕn s maximálnou veľkosťou do 30 mikrónov, ktoré sú uzavreté v pyrite. V menšej miere tvorí rozptýlené hypidiomorfne aj alotriomorfne vyvinuté zrná veľké 0,3 mm (obr. 4).

V úsilí rozlíšiť štruktúrne modifikácie pyrotínu, ktoré závisia od genetických podmienok, sa použila metóda magnetitovej suspenzie podľa M. A. Grabovského — O. N. Žerdenka (1964). Na jej základe možno vysloviť predpoklad, že sa v bádaných horninách vyskytujú dve modifikácie pyrotínu — hexagonálny a monoklinický. Hexagonálny pyrotín reprezentujú drobné, zväčša kvapôčkovité zrná uzatvorené v pyrite. Monoklinický pyrotín tvorí agregáty zŕn zatláčané od okraja pyritom.



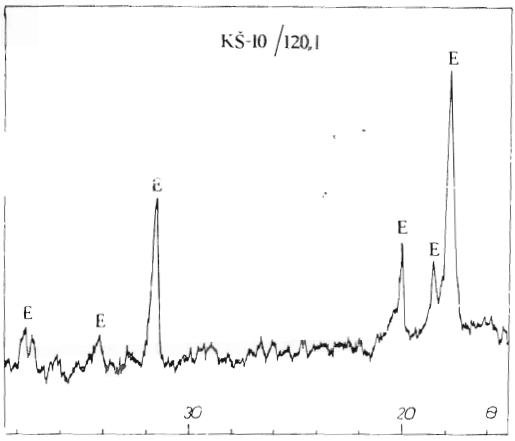
Obr. 4. Pyrotín (sivý) je zatláčaný pyritom (biely), časť pyritu má kostrový vývoj. Vrt. P-6/568, zväčš. 440×
Fig. 4. Pyrrhotite (grey) replaced by pyrite (white) of partly skeletal habit. P-6 drilling, 568 m depth, magn. ×440

Markazit. Tvorí samostatné idiomorfné (lišty) a alotriomorfne obmedzené zrná (do 0,2 mm), nepravidelné aj radiálne agregáty veľké do 3×3 mm. Jeho výskyt je úzko spätý s pyritom, s ktorým sa prerastá, obrastá ho, resp. je v ňom uzavretý. Prerastá sa aj s pyrotínom a chalkopyritom. S výnimkou vrtu KŠ-14 je markazit pomerne zriedkavý.

Chalkopyrit. V študovaných vrtoch vystupuje iba ojedinele vo forme alotriomorfne obmedzených zŕn veľkých do 0,1 mm. Je poprerastaný pyritom, okolo ktorého tvorí aj lemy, markazitom, pyrotínom a magnetitom. Ako produkt odmiešania vystupuje v podobe drobných kvapôčkovitých odmiešanín v sfalerite.

Enargit. Bol identifikovaný vo vrte KŠ-14 a KŠ-10, pričom vo vzorke KŠ-10/123 tvorí na pukline aj makroskopicky viditeľné (1,5 mm veľké) stĺpčekovité kryštáliky s vertikálnym ryhovaním. Je poprerastaný pyritom a uzatvorený v markazite. Jeho identifikáciu potvrdila rtg difrakčná analýza (obr. 5).

Sfalerit. Je pomerne hojne zastúpený vo vrchných častiach vrtu KŠ-7 v intenzívne hydrotermálne premenenom andezite vo forme alotriomorfných zŕn s maximálnou veľkosťou 1,5 mm. V hornine je prevažne rozptýlený. Vo vrte KON-1 je zastúpený len v hlbších partiách (pod 1000 m), pričom je pozorovateľný aj mikroskopicky v rozptýlenej forme, ale aj vo forme výplne rudných žiliek. Vyvinutý je alotriomorfne aj hypidiomorfne a je veľký až



Obr. 5. Rtg-difrakčný záznam enargitu (E). Vrt: KŠ-10/123
Fig. 5. X-ray diffraction record of enargite, KŠ-10 drilling, 123 m depth

2,5 mm. Často obsahuje drobné odmiešaniny chalkopyritu. Vystupuje v asociácii s pyritom, galenitom, chalkopyritom; vypĺňa medzizrnové priestory medzi horninotvornými minerálmi (obr. 6). V ostatných vrtoch územia je sfalerit zastúpený len sporadicky, prevažne tvorí spolu s pyritom prerasty, pyrit uzatvára, resp. je v ňom uzavretý.

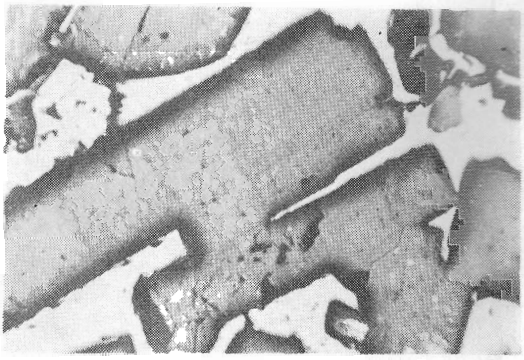
Mikrotvrdosť sfaleritu z vrtu KŠ-7 vykazuje oveľa nižšie hodnoty — 131 kp/mm^2 (1285 MPa) ako sfalerit z vrtu KON-1 — 197 kp/mm^2 (1932 MPa). Tieto v porovnaní so semikvantitatívnym obsahom železa v sfaleritoch (KŠ-7 = 1.74 %, KON-1 = = 2.25 %) poukazuje na priamu lineárnu závislosť medzi mikrotvrdosťou a obsahom izomorfného železa. Na základe korelačných vzťahov mikrotvrdosti a obsahu Fe v sfalerite, ktoré uvádza C. Varček et al. (1968), možno teplotu, pri ktorej vznikal sfalerit z vrtu KON-1, približne určiť na 240 °C.

Galenit. Je zastúpený pomerne zriedkavo. Výraznejšie sa koncentruje v hlbších častiach vrtu KON-1 (pod 1800 m) v úzkej paragenéze so sfaleritom. Vo vrte KJ-12 a P-6 vystupuje uzatvorený v pyrite. Alotriomorfne aj hypidiomorfne vyvinuté zrná dosahujú maximálnu veľkosť 0,1 mm. Hodnota mikrotvrdosti galenitu sa pohybuje v rozmedzí 55—76 kp/mm^2 (539—735 MPa), čo je v súlade s údajmi, ktoré uvádza W. Uytenbogaardt — R. Burke (1971). Izomorfnú primes Ag a Se elektrónová mikrosonda nepotvrdila.

Kobaltín. Mikroskopicky bol identifikovaný vo vrte KON-1. Jeho výskyt je úzko spätý s pyritom, v ktorom je uzatvorený vo forme idiomorfne obmedzených zŕn veľkých 0,02 mm (obr. 7).

Alabandín. Identifikovalo ho niekoľko laboratórnych metód vo vrte KON-1 na pukline kremenného dioritového porfýru v hĺbke 389 m. Podrobná charakteristika tohto pomerne vzácneho minerálu bude predmetom samostatnej práce.

Rumelka. Tvorí tehlovočervený povlak na hydrotermálne intenzívne premenenom andezite vo vrte KŠ-7. Umelými šlichmi bolo možno získať aj samostatné zrná rumelky a podrobiť ich detailnejšiemu štúdiu. Priemerný obsah Hg v hornine je 0,036 %, pričom najvyšší obsah (0,11 % Hg)

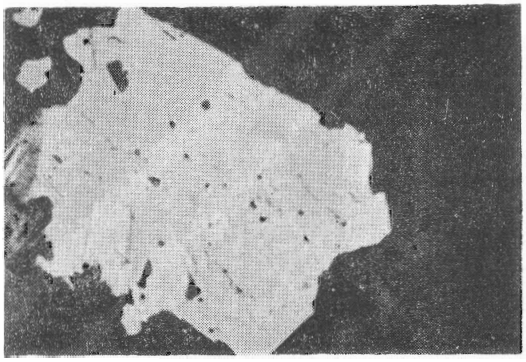


Obr. 6. Sfalerit (svetlý) vypĺňa medzizrnové priestory medzi kremeňom (sivý), pyrit (jasnobiely). Vrt: KON-1/1863,9, zväčš. 80×
Fig. 6. Sphalerite (light) filling up intergranular space of quartz (grey) and pyrite (bright white). KON-1 drilling, 1863.9 m depth, magn. ×80

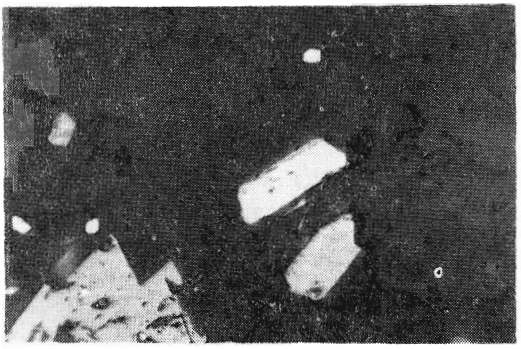
sa zaznamenal v intenzívne silicifikovanej hornine až hydrokvarcite.

Molybdenit. Zistil sa vo vrte KON-1 a KŠ-29. Vo vrte KON-1 bol identifikovaný vo forme 0,02 mm veľkých šupiniek (obr. 8) rozptýlených v hornine. Vo vrte KŠ-29 je úzko spätý s pyritom, v ktorom tvorí drobné (5 mikrónov veľké) uzavreniny. Na možnosti výskytu molybdenitu združeného s pyritom v oblasti stredoslovenských neovulkanitov poukázal už J. Valach (1966).

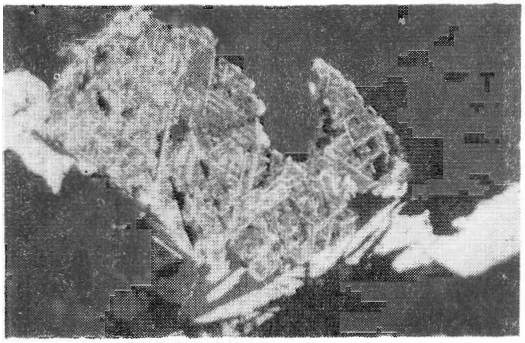
Rutil (leukoxén). V skúmaných horninách sa vyskytuje bežne a bol identifikovaný vo všetkých vrtoch. V hornine je rozptýlený vo forme drobných 0,1—0,01 mm alotriomorfných, menej hypidiomorfných zŕn, v menšej miere tvorí zhluky. Časť rutilu vznikla premenou ilmenitu v dôsledku odnosu železa, čo viedlo k vzniku typických mriežkových štruktúr rutilu (obr. 9). Bežne možno pozorovať aj grafické a nepravidelné prerasty rutilu s pyritom (obr. 10), čo podľa F. Dimancha a P. Bartholoma (1976) možno vysvetliť premenou ilmenitu za prínosu roztoku H_2S na zmes pyritu a rutilu.



Obr. 7. Kobaltín (svetlý) uzatvorený v pyrite. Vrt: KON-1/1984,5, zväčš. 440×
Fig. 7. Cobaltite (light) enclosed in pyrite. KON-1 drilling, 1984.5 m depth, magn. ×440



Obr. 8. Šupinky molybdenitu, pre silný dvojodraz sivá a svetlosivá. Vrt: KON-1/1775,8, zväčš. 440×
Fig. 8. Molybdenite flakes, grey to light-grey due to the strong birefrigence. KON-1 drilling, 1775.8 m depth, magn. ×440



Obr. 9. Mriežka rutilu, ktorá je produktom premeny štruktúry rozpadu tuhého roztoku, zatláčaná pyritom. Vrt: KON-1/1847,3, zväčš. 440×
Fig. 9. Grating texture of rutile originated by solid solution disintegration being replaced by pyrite. KON-1 drilling, 1847.3 m depth, magn. ×440

Arzenopyrit, antimonit a rýdzi antimón. Boli identifikované v ťažkej frakcii umelého šlichu vo vzorke KŠ-29/79,1, čo znemožňuje podrobnejšie skúmať ich paragenetické vzťahy. Arzenopyrit vystupuje intímne poprerastaný s pyritom. Dosahuje veľkosť 50 mikrónov. Antimonit je hypidiomorfne vyvinutý do veľkosti 40 mikrónov. Rtg mikroanalyzátorom sa v antimonite zistila izomorfná prímes arzénu. Rýdzi antimón je reprezentovaný idiomorfne obmedzeným zrnom s veľkosťou 60 mikró-

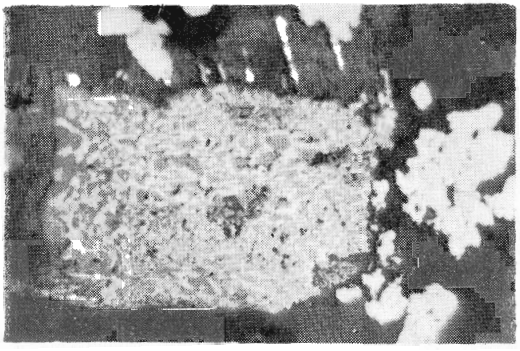
nov a s izomorfnou prímesou okolo 1,4 % arzénu.

Minerály hypergénneho pôvodu

Predstaviteľom hypergénnych minerálov je *covellín* a *goethit*. Covellín je produktom premeny chalkopyritu a goethit Fe a Fe—Cu minerálov. Pre tieto minerály sú typické štruktúry zatláčania primárnych minerálov.

Nerudné minerály

Lazulit. Bol identifikovaný pomocou umelého šlichu vo vzorke KŠ-7/19. Je typickej azúrovomodrej farby a tabuľkovitého tvaru. Rtg mikroanalýza potvrdila identifikáciu tohto minerálu (plošná distribúcia Fe, Mg, Al a P), pričom sa zistila izomorfná prímes Ti a Mn. Zastúpenie Ca je nepatrné. Pomocou pulzov rtg mikroanalyzátora sa obsah hlavných prvkov lazulitu porovnával s lazulitom od Jakloviec, ktorý opísal Š. Bajaník (1979). V porovnaní s ním lazulit z vrtu KŠ-7 obsahuje o niečo menej Al a Mg.



Obr. 10. Grafické prerasty pyritu (biely s rutilom (sivý). Vrt: KON-I/1934,5, zväčš. 440×
Fig. 10. Graphic intergrowths of pyrite (white) and rutile (grey). KON-1 drilling, 1934.5 m depth, magn. ×440

Na výplni žiliek, puklín a dutín sa z nerudných minerálov zúčastňuje *kremeň*, *kalcit*, *dolomit*, *chabazit* (chabazit v solfatarovej oblasti stredoslovenských neovulkanitov opísala Marková, 1980), *sadrovec*, *fluorit*, *alunit* a *kaolinit*. Na presnejšiu identifikáciu týchto minerálov sa použila rtg difrakčná analýza (Rojkovičová, 1978). Najhojnejší z nich je kremeň a kalcit. Kremeň vystupuje jednak v samostatných kremeňových žilkách, miestami v asociácii so sulfidickou mineralizáciou (najmä s pyritom), ale aj vo forme agregátov. Vo vrte KON-1 tvorí prerasty s dolomitom, preniká pozdĺž klencov dolomitu a zatláča ho. Hrebeňovité agregáty kremeňa v dutinách vypĺňa dolomit. Vystupuje v okrajových častiach kremeňovo-dolomitových žiliek. Vo vrte KJ-12 sa vyskytujú aj drúzy ametystu s kryštálikmi veľkými 1—2 mm. Kalcit tvorí na puklinách jemnozrnný až 1,5 mm hrubý povlak — kôru bielej farby. Na puklinách a v dutinách možno často pozorovať aj priehľadné a mliečnobiele klencové kryštály veľké 0,5 mm. Pretože nerudné minerály vystupujú prevažne samostatne, z doteraz bádaného materiálu nebolo možno jednoznačne určiť ich vzťah k rudným minerálom.

Záver

Podľa výsledkov podrobného výskumu rudnej mineralizácie Javoria možno v oblasti stredoslovenských neovulkanitov vo všeobecnosti vyčleniť:

— Minerály magmatického pôvodu — ilmenit, magnetit. Tie sú v sledovaných horninách akcesorické a tvoria štruktúry rozpadu tuhého roztoku magnetit — ilmenit.

— Minerály hydrotermálneho pôvodu — pyrit, markazit, pyrotín, chalkopyrit, enargit, sfalerit, galenit, magnetit, hematit, molybdenit, alabandín, rumelka, arzenopyrit, antimón, antimonit — pričom pri pyrite možno predpokladať niekoľko gene-

rácií. Pri pyrotíne možno rozlíšiť hexagonálnu a monoklinickú modifikáciu.

— Minerály hypergénneho pôvodu — covellín, geothit, ktoré sú produktom premeny primárnych minerálov.

Z nerudných minerálov zúčastňujúcich sa na výplni žiliek, puklín a dutín je to kremeň, kalcit, dolomit, chabazit, sadrovec, alunit, kaolinit a fluorit.

Napriek tomu, že rudná mineralizácia v Javorí, podľa doteraz preštudovaného materiálu nedosahuje ekonomické koncentrácie, identifikácia spomenutých minerálov rozširuje už známu paragenézu minerálov a môže poukazovať na metalogenetickú perspektívnosť tejto oblasti.

Recenzoval M. Böhmer

LITERATÚRA

Bajaník, Š. 1979: Lazulit od Jakloviec v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia slov., 11, s. 473—476.*

Czech, L. 1887: Kalinkán elöforduló ásványok, azok képzödése és termöhelye. *Földt. Közl.*

Dimancha, F. — Bertholoma, P. 1976: The alteration of ilmenite in sediments. *Miner. Sci. Eng., 3, 8, pp. 187—201.*

Grabovskij, A. A. — Žerdenko, O. N. 1964: Domennaja struktura pyrrotinov različnogo genezisa. *Geol. rud. Mestorožd., (Moskva), 3, s. 90—97.*

Haindinger, W. 1846: Hauerit. *Berichte über die Mitt. von Freuden d. Naturw. Wien.*

Konečný, V. — Mihaliková, A. 1977: Štruktúrny vrt KON-1. *[Čiastková záverečná správa za rok 1977.] Manuskript GÚDŠ Bratislava. 177 s.*

Marková, M. 1980: Chabazit v solfatarovej formácii stredoslovenských neovulkanitov. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 74, s. 165—170.*

Marková, M. — Štohl, J. 1978: Niektoré poznatky o solfatarovej formácii v oblasti Kalinka — Vígľašská Huta (stredoslovenské neovulkanity). *Západ. Karpaty, sér. Miner., Petrogr., Geochém., Metalogen. (Bratislava), 5, s. 109—144.*

Kuthan, M. 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Vígľašskej Huty (predtým Kalinka). *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 5, s. 3—26.*

Rojkovičová, Ľ. 1978: Mineralogicko-geochemická charakteristika Pb—Zn—Cu zrudnenia v okolí Vígľašskej Huty. *[Rigorózna práca.] Manuskript — GÚDŠ Bratislava. 68 s.*

Uytenbogaardt, W. — Burke, E. A. J. 1971: Tables for microscopic identification of ore minerals. *Amsterdam — London — New York, Elsevier publishing company, 430 p.*

Varček, C. — Háber, M. — Streško, V. — Šamajová, E. 1968: Vzťahy medzi chemizmom, termálnosťou a fyzikálnymi vlastnosťami sfaleritov. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 13, s. 13—54.*

Valach, J. 1964: Vígľašská Huta — rudy. *[Čiastková etapová správa.] Manuskript — GÚDŠ Bratislava. 255 s.*

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

Ore mineralizations in the Javorie Mts. (Middle Slovakia)

ROJKOVIČOVÁ LUDMILA

In the frame of complex metallogenetic investigations of the Middle Slovakian neovolcanic area, accentuated atention is paid also to the Javorie Mts. occupying here eastern marginal position.

The volcanic unit of the Javorie Mts. represents only remnants of a more extensive complex stratovolcano (Konečný — Mihaliková, 1977). Volcanic rocks underwent hydrothermal alterations resulting in the development of propilitized and silicified zones. Small intrusive bodies and related alcaline metasomatism were identified amidst hydrothermally altered volcanic rocks by J. Valach (1965).

The ore mineralization in the Javorie Mts.

has been investigated from drilling core samples t(ab. 1) of the Kalinka, Vígľašská Huta, Klokoč, Stožok and Pstruša localities covering about 35 sq . km surface (fig. 1). Ore minerals are mostly disseminated but also stockworks, chamber and schlieren concentrations do occur in volcanites.

The following minerals were identified in the investigated area: alabandine, antimonite, arsenopyrite, calcite, chabasite, chalcopyrite, cinnabarite, cobaltite, covellite, dolomite, enargite, fluorite, galena, goethite, gypsum, haematite, ilmenite, kaolinite, lazulite, magnetite, marcasite, molybdenite, pyrite, pyrrhotite, quartz, rutile and sphalerite.

Minerals of the magmatic stage are represented by magnetite and ilmenite both present as common accessory and disseminated minerals in the investigated rocks. Ilmenite is generally less frequent than magnetite.

Several ore minerals originated during the hydrothermal stage. Haematite, identified only under microscope, occurs as flakes of specularite or in allotriomorphic grains. Sometimes haematite originates by martitization of magnetite (fig. 2).

Magnetite is frequently disseminated in rocks, it creates veinlets or aggregates frequently in association with sulphides. Magnetite pseudomorphoses also haematite (mushketovite, fig. 3).

Pyrite is the most common sulphidic mineral and it occurs probably in several generations associating with almost all sulphides by what the textures of metasomatism, intergrowth and of inclucions appear (Rojkovičová, 1981). Also the rock forming ferrous phenocrysts are metasomatized by pyrite.

Pyrrhotite is present only as tiny inclusions in pyrite. Subordinately it creates disseminated hypidiomorphic grains replaced by pyrite (fig. 4). On the base of their magnetic domains, both hexagonal and monoclinal modifications of pyrrhotite were stated.

Marcasite and cobaltite are closely related to pyrite creating frequent intergrowths with or iclusions in it (fig. 7).

Rare chalcopyrite occurs in intergrowth textures or as rims around marcasite, pyrrhotite and magnetite. Chalcopyrite occurs also as unmixing product in sphalerite.

Enargite was proved by X-ray diffraction data (fig. 5). Prismatic crystals of it (1.5 mm long) have vertical striations (sample from the KŠ-10 drilling).

Disseminated allotriomorphic sphalerite is relatively frequent in strongly altered andesite whereas fine stockworks of it are less common. Sphalerite associates with pyrite, chalcopyrite and galena or it fills up intergranular spaces in the gangue (fig. 6).

Galenite is generally rare except for samples coming from the KON-1 drilling.

Alabandine was found to occur in crevice filling in quartz diorite porphyrite country rock.

Cinnabarite creates brick-red coatings in strongly altered andesite. The average mercury content of the rock is here only 0.036 p. c. and the highest value (0.11 %) was found in strongly silicified andesite to hydroquartzite.

Molybdenite creates disseminated flakes (fig. 8) in the host rock or it occurs as tiny (up to 5 nm size) inclusions in pyrite grains.

Rutile, as common accessory mineral of the host rocks, originated also by alteration of ilmenite (by the removal of iron) and creating typical grating texures (fig. 9), or, the graphic intergrowths of rutile and pyrite (fig. 10) may be explained as ilmenite alteration product under the simultaneously yield hydrogen sulphides influence (Dimanche — Bartholomé, 1976).

Arsenopyrite, antimonite and native antimony were identified only in the heavy fraction of a rock concentrate similarly as lazulite with typical azure-blue colour.

Gangue minerals present in crevice and cavity fillings or in fine stockworks are quartz, calcite, dolomite, chabasite, gypsum, fluorite, alunite and kaolinite. Their relations are not yet overall clear.

Preložil I. Varga

Mineralia slov.
14 *(1982), 471—476*

SPRÁVA

Nové sekundárne sírany zo Smolníka

ZDENĚK MRÁZEK

Katedra mineralógie VŠCHT, Suchbátarova 5, 166 28 Praha 6

(3 obr. a 3 tab. v texte)

Doručené 23. 10. 1981

Новые вторичные сернистые минералы на месторождении Смолник

На месторождении пирита Смолник Слов. рудогория были определены три новых минерала вторичного происхождения типичные для этого месторождения: брохантит, линарит и девиллин. Находятся в старых горных выработках в результате выветривания галенита и халькопирита.

New secondary sulphates from Smolník (Slovenské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

Three new secondary sulphates are identified in the Smolník pyrite deposit of the Slovak Ore Mts.: brochantite, linarite and devillite (herrengrundite). These minerals originate recently by chalcopyrite and galena weathering in old mining workings.

Pyritové ložisko Smolník v Slovenskom rudohorí je svetoznáme nálezmi sekundárnych minerálov vzniknuvších rozkladom pyritu a iných sulfidov. Z lokality je známy rad bežných aj vzácnych síranov narastajúcich na stenách banských chodieb alebo priamo na východoch zrudnených bridlíc. Pre szomolnokit, romboklas a kornelit bol Smolník prvou zistenou svetovou lokalitou. Výpočet tunajších sekundárnych minerálov sa teraz rozšíril o ďalšie tri minerály: brochantit, linarit a devillín.

Materiál s opisovanými síranmi pochádza z roku 1951, keď zo smolníckeho ložiska v rámci prieskumu odobrali vzorky pracovníci katedry mineralógie VŠCHT v Prahe. Vzorky tvorí sivočierna chloritická bridlica s niekoľkocentimetrovými šošovkami kremeňa. Bridlice sú miestami silne zrudnené a vo väčšom množstve je v nich chalkopyrit, ktorý tvorí nepravidelné, často silne zvetrané zrnká. Miestami sa vo forme nepravidelných alebo idiomorfných zŕn bohatšie vyskytuje aj pyrit. V nie-

ktorých častiach je pyrit úplne rozložený a zmenený na hrdzavý povlak limonitu. Na puklinách bridlíc a v dutinách po čiastočne zvetranom chalkopyrite narastá povlak a kryštalická kôra sekundárnych minerálov, z ktorých sa určili aj spomenuté sírany. Pre nepatrné množstvo dostupného materiálu bolo možno vykonať iba nevyhnutné identifikačné analýzy.

Opis a identifikácia minerálov

Brochantit — $Cu_4[(OH)_6 | SO_4]$. Tento bázický síran medi sa pred niekoľkými rokmi zaraďoval v Československu medzi vzácne minerály. Prvýkrát bol opísaný z lokality v Jeseníkoch, z Ludvíkova pri Vrbne pod Pradědom (Čech, 1954). Dnes je už známy z väčšieho počtu českých a slovenských lokalít. Vznikol ako prvý produkt rozkladu chalkopyritu a pôsobením vzdušného CO_2 sa často zmenil na malachit.

V smolníckom ložisku tvorí brochantit tenkú kryštalickú kôru alebo nátekovitý povlak smaragdovozelenej farby. Kôru tvoria drobné, maximálne do 0,3 mm veľké kryštáliky skleného lesku v tvare plochých vertikálne ryhovaných stĺpčekov. Kôra a povlak brochantitu narastajú priamo na zrnká zvetraného chalkopyritu alebo v jeho bezprostrednom okolí. Jednoznačne ho určila rtg analýza a jeho difrakčné údaje sa dobre zhodujú s údajmi z literatúry (tab. 1). Prítomnosť medi sa dokázala mikrochemickou skúškou a síranovej skupiny infračervenou spektroskopiou.

Linarit — $PbCu[(OH)_2 | SO_4]$. Tento bázický síran olova a medi patrí medzi vzácne československé sekundárne minerály. Prvé jeho výskyty sú známe z oblasti Jeseníkov, kde bol opísaný z lokality Nová Ves u Rýmařova (Sekanina, 1951) a Zlaté Hory (Fojt — Krůta, 1966). Novšie

Rtg analýza brochantitu a linaritu zo Smolníka
X-ray data for brochantite and linarite from Smolník

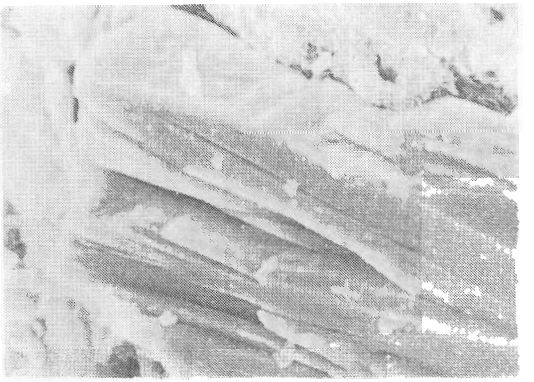
Tab. 1

brochantit		linarit	
d(nm)	I/I_o	d(nm)	I/I_o
0,532	7	0,481	2
0,390	10	0,448	3
0,318	6	0,352	6
0,293	4	0,313	10
0,267	6	0,294	1
0,260	2	0,282	1
0,252	10	0,268	2
0,246	1	0,256	4
0,239	2	0,240	1
0,227	3	0,230	4
0,219	3	0,223	3
0,214	1	0,216	3
0,207	1	0,210	4
0,197	2	0,178	5
0,195	1	0,168	2
0,191	1	0,158	1

Debyeho-Scherrerova metóda, diam. 57,3 mm, žiarenie Cu, filter Ni
Debeye-Scherrer camera, diam. 57.3 mm, Cu-radiation, Ni-filter

sa našiel v bani Římbaba v Příbrame-Bohutíne (Řídkošil — Švenek, 1978).

Smolník je prvou slovenskou lokalitou linaritu. Tento minerál s devillínom isto patrí medzi najvzácnejšie sekundárne sírany tohto ložiska. Najčastejšie tvorí drobné, maximálne 1 mm dlhé stĺpčekovité kryštáliky tmavomodrej farby. Kryštáliky sú nedokonale vyvinuté a zvyčajne sa zoskupujú do vejárikov alebo hypoparalelných zrastlíc (obr. 1). Linarit na puklinách chloritických bridlíc najčastejšie sprevádzajú drobné zelené guličky malachitu. Potvrdila ho rtg analýza (tab. 1) a mikrochemicky sa v ňom dokázala prítomnosť olova a medi. Pre malé množstvo materiálu nebolo možno vykonať detailnejší výskum minerálu.

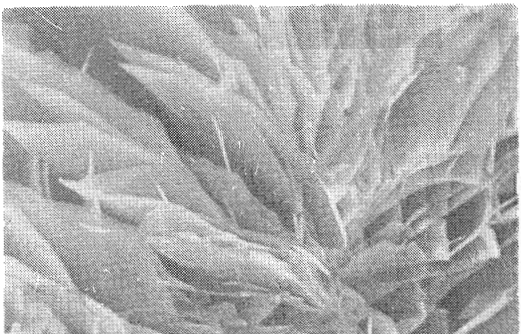


Obr. 1. Zrastlice kryštálikov linaritu, SEM, zväčš. 600×
Fig. 1. Compound crystals of linarite. SEM picture, magn. ×600

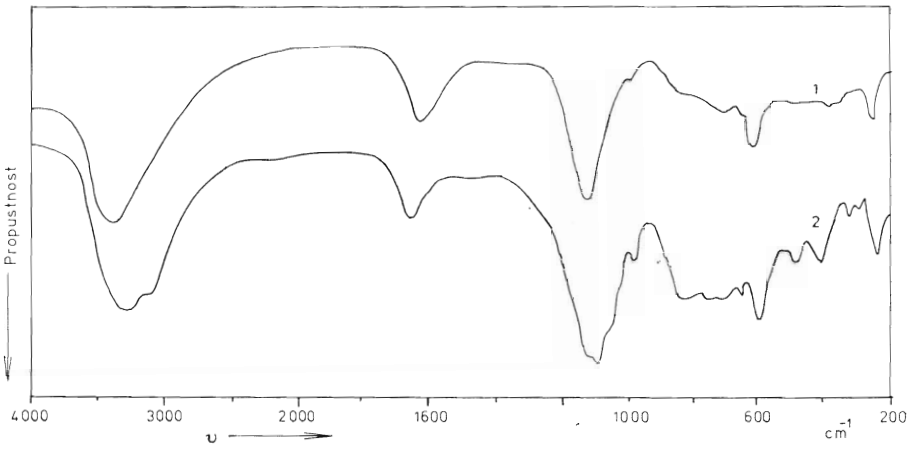
Devillín — $CaCu_4[(OH)_3 | SO_4]_2 . 3\ H_2O$. Tento bázický a vodnatý síran medi a vápnika patrí v celosvetovom meradle medzi vzácne sekundárne minerály. Svetoznáme kryštalické drúzy devillínu pochádzajú zo Španej Doliny pri Banskej Bystrici. Z tejto lokality roku 1879 opísal A. Brezina herrengrundit a roku 1880 J. Szabo urvölgyit, totožný s herrengrunditom. Neskôr H. Meixner (1940) dokázal totožnosť herrengrunditu (urvölgyitu) s devillínom, ktorý roku 1864 opísal Pisani z Cornwallu (Anglicko).

Smolník je druhou československou lokalitou devillínu. Devillín tu tvorí nedokonale vyvinuté tenké tabuľkovité až ihličkovité kryštáliky (obr. 2) alebo iba práškovitý povlak. Svetlomodré, takmer číre tabuľky sú zoskupené do drobných vejárikov. Zvyčajne ho sprevádza brochantit, na ktorého nátekovitej kôre tvorí vejáriky. Spektrálna mikroanalýza (LMA 1, analyzoval R. Malý z RD Příbram) zistila ako hlavné prvky vápnik a meď. Neistý je obsah zinku. Prítomnosť síranového iónu preukázala infračervená spektroskopia. Infračervené spektrum smolníckeho devillínu je spolu so spektrom španodolinského devillínu na obr. 3 a opis absorpčných pásov v tab. 2. Obidve spektrá sú prakticky totožné, absorpčné maximá pri smolníckom minerále sú menšie, pretože sa analyzovalo iba malé množstvo materiálu.

Devillínu je veľmi blízky serpierit, ktorý sa podľa chemického zloženia odlišuje iba menším obsahom zinku. Ten v mriežke minerálu izomorfne zastupuje meď. Chemický vzorec serpieritu je $Ca(Cu, Zn)_4[(OH)_3 | SO_4]_2 . 3\ H_2O$. Obidva minerály sú aj štruktúrne veľmi blízke, kryštalizujú v monoklinickej sústave a majú blízke parametre základnej bunky. Devillín má priestorovú skupinu $P2_1/a$, parametre základnej bunky a — 2,233 nm, b — 0,609 nm, c — 2,088 nm, β — 102°30′ (Wappler, 1965). Serpierit má priestorovú skupinu C2/c, parametre základnej bunky a — 2,219 nm, b — 0,625 nm, c — 2,185 nm, β — 113°22′ (Sabelli-Zanazzi, 1968). Obidva minerály sa od seba odlišujú veľmi ťažko. Infračervené spektrum devillínu zo Španej Doliny zobrané ako štandard, je prakticky totožné s infračerveným spektrom serpieritu z Laurionu v Grécku (Moenke, 1966). Rovnako práškové difrakčné údaje minerálov sú



Obr. 2. Nedokončené tabuľkovité kryštály devillínu. SEM, zväčš. 2000×
Fig. 2. Imperfect tabular crystals of devillite. SEM picture, magn. ×2000



Obr. 3. Infračervené spektrum devilínu zo Smolníka (1) a Španej Doliny (2)
Fig. 3. Infrared spectrum of devillite from Smolník (1) and Špania Dolina (2) localities

vzhľadom na podobnosť základných buniek málo odlíšené, ale rozlíšiteľné. V práškových difrakčných údajoch serpieritu (karta 22-148 v Selected powder diffraction data for minerals, 1974) sú výrazne difrakčné línie 0,2708 nm, 0,265 nm, 0,2440 nm a naopak pri devillíne sú výrazne difrakčné línie pri 0,2650 nm a 0,2507 nm (karta 22-231). Difrakčné údaje smolníckeho minerálu sa dobre zhodujú s tabuľkovými údajmi pre devillín (tab. 3). Vzhľadom na tento fakt a neistý obsah Zn možno minerál pokladať za devillín.

Genéza sekundárnych síranov

Vznik opisovaných síranov v smolníckom ložisku sa viaže na rozklad primárnych sulfidických minerálov — chalkopyritu a galenitu. Opísané sírany môžu vznikať iba v tých častiach ložiska, v ktorých je dostatočná prevaha chalkopyritu nad pyritom a ktoré sú relatívne suché. V miestach s prevahou pyritu a s veľkou cirkuláciou vody vznikajú roztoky, v ktorých je koncentrácia iónov Fe mnohonásobne

Infračervené spektrum devillínu zo Smolníka
Infrared spectrum of devillite from Smolník

Tab. 2

vlnočty cm^{-1}	intenzita	tvar	priradenie
3400	vs	b	νOH
1630	m		$\nu_2 H_2O$
1123	s		$\nu_3(SO_4^{-2})$
1100	s	sh	$\nu_3(SO_4^{-2})$
986	vw		$\nu_1(SO_4^{-2})$
706	w	b	?
647	w	sh	$\nu_4(SO_4^{-2})$
608	m		$\nu_4(SO_4^{-2})$
490	vw	vb	
380	vw	vb	
250	m		

Perkin Elmer 325, tabletka KBr.
Skratky na opis intenzity a tvarov: vs — veľmi silný, s — silný, m — stredný, w — slabý, vw — veľmi slabý, b — široký, vb — veľmi široký, sh — bočné rameno
Perkin-Elmer's 325 device, KBr tablet. Intensities and shapes: vs — very strong, s — strong, m — medium, w — weak, vw — very weak, b — broad, vb — very broad, sh — side arm

Rtg analýza devillínu zo Smolníka
X-ray data of devillite from Smolník

Tab. 3

Smolník		devillín*		serpierit**	
d(nm)	I/I_0	d(nm)	I/I_0	d(nm)	I/I
0,510	30	0,508	10	0,509	80
0,466	40	0,467	80	0,474	40
0,426	10	0,425	5	—	—
0,373	20	0,3734	40	—	—
0,353	10	0,3539	20	0,353	20
0,338	100	0,3389	80	0,339	80
0,317	30	0,3178	40	0,317	40
0,276	10	0,2780	20	—	—
0,266	50	0,2650	60	0,2650	60
0,251	20	0,2507	60	—	—
0,238	10	0,2381	40	—	—
0,226	20	0,2259	40	—	—
0,223	10	0,2211	20	0,2232	5
0,210	10	0,2097	20	0,2114	5
0,1873	10	0,1879	5	—	—
0,1744	20	0,1747	20	0,1734	10
0,1680	10	0,1676	10	0,1669	5
0,1633	10	0,1638	5	0,1626	5
0,1605	10	0,1605	5	0,1586	10
0,1575	30	0,1579	40	0,1567	60

Debyeho-Scherrerova metóda, diam. 57,3 mm, žiarenie Cu, filter Ni, * — ASTM 22-231, ** — ASTM 22-148
Debey-Scherrer's camera, diameter 57.3 mm, Cu-radiation, Ni-filter, * — ASTM 22-231, ** — ASTM 22-148

vyššia ako ostatných kovov (okrem vysokej koncentrácie Mg, ktorý sa do roztokov dostáva pôsobením silne kyslej vody na chloritický fylit). Za takýchto podmienok nie je možný vznik samostatných síranov iných kovov ako Fe a Mg. Ostatné kovy sa uplatňujú iba ako izomorfná prímes. Typickým predstaviteľom týchto síranov je napr. pisanit, ktorý je vlastne zmesou melanterítu a chalkantitu.

Pri opisovaných síranoch možno pozorovať aj istú zonálnosť vo vzťahu k vetrajúcim sulfidom. Brochantit je podobne ako na iných lokalitách prvým vznikajúcim síranom a kryštalizuje prevažne v blízkosti chalkopyritu (ak nie je zarastený v kalcite). Devillín kryštalizuje v širšom okolí zŕn chalkopyritu, kde sa pod účinkom kyslých roztokov vylúhovalo potrebné množstvo vápnika z minerálov chloritických fylitov. Ukazuje sa, že jednou z podmienok vzniku devillínu je neprítomnosť kalcitu. Pri pôsobení kyslých roztokov vzniknutých rozkladom chalkopyritu na kalcite sa zvyšuje pH týchto roztokov na takú mieru, že nastáva kryštalizácia bázických síranov medi — posnjakitu a langitu. Veľmi dobre to možno pozorovať aj na lokalite Piesky pri Banskej Bystrici. Aj tu devillín vzniká iba v tých častiach ložiska, kde nie je prítomný kalcit a vápnik sa čerpá z minerálov permských hornín. Podobné závislosti pri vzniku brochantitu, posnjakitu a langitu sa spozorovali aj na lokalite Borovec (Miškovský, 1975) a v Gelnici. Vznik linaritu sa viaže nielen na rozklad chalkopyritu, ktorý je zdrojom medi, ale aj na rozklad galenitu, ktorý je zdrojom olova. Tento minerál kryštalizuje na puklinách fylitov tam, kde sa vzájomne stýkajú rozkladané produkty chalkopyritu a galenitu.

Nevyhnutnou podmienkou vzniku síranov medi je nízka koncentrácia CO_2 v presakujúcej vode, ktorej pôsobením sa primárne sulfidy rozkladajú. Pri vyššej koncentrácii CO_2 vznikajú karbonáty medi, najmä malachit. Linarit je pravdepodobne jedným z mála síranov medi a olova, ktoré môžu vznikať aj pri vyššej koncentrácii CO_2. Svedčí o tom jeho častý výskyt v paragenéze s ceruzitom a malachitom.

Recenzoval R. Ďuďa

LITERATÚRA

Čech, F. 1954: Brochantit z Ludvíkova u Vrbna ve Slezku. *Rozpr. Čs. akad. věd*, 7, s. 29—42.

Fojt, B. — Krůta, T. 1966: Přehled nerostů z rudní oblasti u Zlatých Hor ve Slezsku a jejich literatúra. *Čas. Morav. Muz. v Brně, 51, s. 5—42.*
Mixner, R. 1940: The identity of herrengrundite (urvölgyite) with devilline (lyellite). *Zbl. Mineral. Geol. pp. 244—248.*
Miškovský, J. 1975: Posnjakit a langit z Borovce u Bystřice nad Pernštejnem. *Čas. Mineral. Geol., 20, s. 75—79.*
Moenke, H. 1966: Mineralspektrem. *Berlin.*
Řidkošil, T. — Švenek, J. 1978: Nové nálezy nerostů na dole Římbaba v Bohutíne. *Čas. Mineral. Geol., 23, s. 322.*
Sabelli, C. — Zanazzi, P. F. 1968: The crystal structure of serpierite. *Acta crystallogr., Sect. B (Kopenhavn), pp. 1214—1221.*
Sekanina, J. 1951: Nerosty železného klobouku od Nové Vsi na severní Moravě. *Práce Moravskoslez. Akad. věd přír., 23(5), 117—145.*
Wappler, G. 1965: Devilli $CaCu_4[OH)_3|SO_4]_2 . 3 H_2O$. *Z. Kristallogr., 121(6), s. 467—471.*

New secondary sulphates from Smolník (Slovenské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

ZDENĚK MRÁZEK

The Smolník pyrite deposit in the Slovak Ore Mts. located 35 km westernly from Košice is famous for its secondary sulphate occurrences. Sulphates are originating recently on walls of old mining workings or immediately on surficial outcrops of sulphidic slates. The hitherto known rich sulphate paragenesis was complemented by the discovery of further three minerals: linarite, brochantite and devillite (herengrundite). The Smolník locality is the second one in Czechoslovakia for devillite and the first Slovak locality for linarite.

The generation of these sulphates is related to the decomposition of chalcopyrite or of galena in relatively dry portions of the deposit where decomposition products of primary sulphides are not washed out by rich circulating waters with high iron sulphate content. Sulphates are growing on fissure walls or in fine cavities of chlorite phyllite. The rock is intensively mineralized and the main sulphidic minerals are pyrite and chalcopyrite whereas galena is subordinated.

The newly found minerals are identified by X-ray analysis, infrared spectroscopy, semiquantitative spectral microanalysis and by scanning electron microscope.

Crystals of brochantite have shapes of flat columns with vertical striations. Diffraction data (tab. 1) are in good agreement with literature ones. Linarite crystals are also columnar arranged into fan-shaped aggregates (fig. 1). X-ray data refer to linarite in literature. The presence of copper and lead was stated by microchemistry. Devillite from Smolník was identified besides X-ray analysis (tab. 3) also by infrared spectroscopy (tab. 2).

Preložil I. Varga

Mineralia slov.
14 *(1982), 477—479*

KRONIKA

Naši jubilanti

Päťdesiatiny Ing. Blažeja Tylečka

Vo februári 1982 v plnom zdraví a pracovnom eláne oslávil svoje päťdesiate narodeniny Ing. Blažej Tyleček.

Narodil sa 19. februára 1932 v Strambergu, okres Nový Jičín. Po absolvovaní Reálneho gymnázia v Příbore a základnej vojenskej služby nastúpil 1. 1. 1956 do Ústavu stavebnej geológie v Žiline. Popri zamestnaní vyštudoval Vysokú školu chemicko-technologickú v Prahe.

V rokoch 1956—1968 pracoval v oddelení injektáže závodu GP a IGHP, n. p., Žilina, kde riešil mnohé prieskumné úlohy a zúčastňoval sa aj na rozvoji nových metód injektáže hlavne v oblasti vplyvu agresívnych vôd na injektážne zmesi. Roku 1968 prešiel do oddelenia hydrogeológie závodu IGHP, n. p., Žilina a viedol odbornú skupinu hydrochemie. Popri organizácii prác skupiny riešil úlohy vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu v odbore hydrochémie v rajónoch Prievidzkej kotliny, povodia Oravy, Slovenského krasu a severovýchodnej časti Nízkych Tatier. Významná bola jeho činnosť aj v oblasti balneológie, kde riešil hydrogeochemické problémy lokality Bardejovské Kúpele, Cigeľka, Lipovce, Smrdáky, Brusno. Poznatky získané z prieskumných a výskumných úloh publikoval v časopise Mineralia slovaca a Geologický průzkum.

V ostatnom období sa venuje hlavne ochrane podzemných vôd a havarijným prípadom ich znečisťovania, čo si vyžaduje veľa technicko-organizačných schopností a hydrogeochemických poznatkov na vysokej úrovni.

Pripájame sa k širokému okruhu jubilantových priateľov a spolupracovníkov a želáme Ing. Blažejovi Tylečkovi aj do ďalších rokov veľa tvorivých síl, životného optimizmu a spokojnosti v pracovnom a osobnom živote.

Dušan Višnovský

RNDr. Ján Otepka päťdesiatročný

V septembri 1982 oslávil v plnom zdraví a tvorivej aktivite svoje päťdesiate narodeniny popredný inžinierský geológ RNDr. Ján Otepka, pracovník IGHP, n. p., Žilina, závod Bratislava.

Jubilant sa narodil 22. septembra 1932 v Hlbokom, okres Senica nad Myjavou. Po maturite na Pedagogickom gymnáziu v Bratislave študoval Geologicko-geografickú fakultu UK a absolvoval ju ako promovaný geológ roku 1960.

Po skončení vysokej školy nastúpil do žilinského závodu Geologického prieskumu, n. p., Turčianske Teplice. Od vytvorenia podniku IGHP, n. p., Žilina roku 1965 pracuje dodnes ako zodpovedný riešiteľ v závode Bratislava.

Jubilantove prvé kroky odbornej praxe viedli na východné Slovensko, a to na jednu z najväčších a veľmi náročných úloh šesťdesiatych rokov — VSŽ Košice, kde mal možnosť preveriť si nadobudnuté teoretické vedomosti pri výbere územia a hodnotení inžinierskogeologických podmienok výstavby priemyselného areálu. Už pri tejto úlohe sa

prejavila jeho svedomitosť a rozvážnosť pri riešení inžinierskogeologických problémov.

Pracovitosť a aktivita jubilanta sa odráža vo veľkom počte vyriešených úloh spätých prevažne so zakladaním rozličných stavieb, od malých objektov po veľké vodné diela a energetické komplexy. Z tých najväčších treba spomenúť aspoň prieskum pre jadrové elektrárne v Jaslovských Bohuniciach a v Mochovciach.

Po roku 1970, keď sa začala venovať zvýšená pozornosť prieskumu a sanácii svahov porušených zosunmi, ochrane veľkých investičných celkov a životného prostredia, medzi prvými sa zapojil do riešenia tejto problematiky. S jeho menom je spätý inžinierskogeologický prieskum a úspešná sanácia svahových porúch v Handlovej, Veľkej Čause, v Nitrianskom Rudne, v oblasti Hlohovec—Jalšové a Hlohovec—Sereď. Významnou mierou prispel k analýze príčin vzniku a mechanizmu svahových pohybov najmä v prostredí terciérnych hornín aplikáciou progresívnych geofyzikálnych metód, nových poľných skúšok a meraní napätosti, priestorových zmien a pri spresňovaní priebehu šmykových plôch.

Odborné vedomosti a bohaté praktické skúsenosti ochotne odovzdáva mladším spolupracovníkom, a tak pomáha udržiavať kontinuitu progresu inžinierskej geológie, v závode Bratislava. Túto výchovnú činnosť umocňuje jeho priateľská povaha, kolegiálnosť a otvorenosť, doplnené pocitom zodpovednosti splniť dobre každú zverenú úlohu.

Úsilie jubilanta bolo roku 1968 ocenené čestným odznakom Vzorný pracovník a roku 1975 plaketou Pamätná medaila k 25. výročiu organizácie IGHP.

RNDr. Ján Otepka vykonal pre slovenskú inžiniersku geológiu veľký kus práce. Pri jubileu mu v mene jej pracovníkov, spolupracovníkov a priateľov želáme pevné zdravie, veľa tvorivých síl, životného optimizmu a spokojnosti v pracovnom a osobnom živote.

Radko Sladký

RNDr. Ivan Lehotský, CSc., päťdesiatročný

31. januára 1982 sa v plnom zdraví dožil päťdesiatich rokov samostatný vedecký pracovník Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave RNDr. Ivan Lehotský, CSc.

Narodil sa v Brezne a tam aj na gymnáziu roku 1951 maturoval. Vysokoškolské štúdium absolvoval na Prírodovedeckej fakulte a na Fakulte geologicko-geografických vied Univerzity Komenského v Bratislave, kde promoval v roku 1955.

Pracovať začal v Geologickom ústave Dionýza Štúra, kde mu najprv pripadla úloha vykonávať geologické mapovanie a výskum Nízkych Tatier v rámci edície prehľadných geologických máp ČSSR 1 : 200 000 a práce v kryštaliniku Malej Magury. Roku 1957 prešiel do služieb Východoslovenského rudného prieskumu v Spišskej Novej Vsi a viedol geologickoprieskumné práce Slovinky — Gelnica — Cu. Roku 1959 sa vrátil do GÚDŠ a svoju výskumnú činnosť orientoval na oblasť veporika a v širšom meradle študoval diaftorézu karpatského kryštalinika.

V rokoch 1964—1965 pracoval ako člen prvej československej expedície v Mongolskej ľudovej republike a zúčastnil sa na zostavovaní geologickej mapy v mierke 1 : 1 000 000 v širšom okolí Murenu. Po návrate do ČSSR pokračoval v práci výskumom východnej časti Nízkych Tatier. Roku 1969 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu na tému Paleogeografický a štruktúrnogeologický vývoj severomongolského vrásového systému. Od roku 1973 pracoval v tatrickej časti nízkotatranského kryštalinika.

Service Geologique v Tunise bola ďalším pôsobiskom dr. Lehotského počas jeho expertíznej činnosti v rokoch 1974—1979. Náplň jeho práce na tomto pracovisku bola veľmi rôznorodá — vyhľadávanie železných a olovenо-zinkových rúd, cementárskych surovín, surovín na výrobu hydraulického vápna, ako aj zostavovanie geologických máp rozličnej mierky a komplexné hodnotenie nerastných surovín. Osobitne treba vyzdvihnúť, že jubilanta poverili zostaviť geologickú mapu v mierke: 1 : 500 000 z oblasti medzi riekou Medjerda a Chott Djerid, geologicky najzložitejšej časti Tuniska.

Od roku 1979 znovu vykonáva vedeckovýskumnú činnosť v Nízkych Tatrách, tak ako vždy v najťažších horských terénoch, kde využíva svoju výnimočnú fyzickú zdatnosť.

Okrem rámcovo uvedenej činnosti vykonal dr. Lehotský aj ďalšie odborné práce a posudkovú činnosť. Vypracoval aj niekoľko dôležitých projektov, napr. bol koordinátorom surovinovej štúdie akcie GEO-60 pre oblasť Spišsko-gemerského rudohoria, autorom ideo-

vých projektov základného geologického výskumu kryštalinika a pod.

Svoje skúsenosti z dvoch expertíz, zo štúdijných a iných pobytov v zahraničí využíva RNDr. I. Lehotský, CSc., pri práci vo federálnej komisii pre geologickú činnosť v zahraničí.

54 publikovaných a nepublikovaných prác svedčí o pracovnej aktivite jubilanta, ale bohatá je aj jeho populárno-vedecká publikačná činnosť a spolupráca s Čs. rozhlasom, televíziou a filmom.

Pripájame sa k početným gratulantom, ktorí Ivanovi Lehotskému želajú pevné zdravie, mladistvý elán a mnoho úspechov v práci v jeho milovaných horách.

Štefan Bajaník

Fórum mladých

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Karol Marsina: **Príspevok k experimentálnemu modelovaniu vzniku zeolitov na ložisku Nižný Hrabovec** (Bratislava 6. 5. 1982)

Zo zeolitov je v ložisku Nižný Hrabovec prítomný takmer výlučne klinoptilolit (80—90 %), ktorý tu vznikol zámenou sklovitého komponentu ryodacitového tufitu v procese diagenézy. V rámci experimentálnych prác sme vykonali hydrotermálne skúšky do teploty 150 °C. Klinoptilolit sa nám podarilo syntetizovať pri teplote 150 °C za 216—504 hodín pôsobením 2M zmiešaného roztoku K_2CO_3 a Na_2CO_3 na ryodacitový tufit bez zeolitov z Oreského pri konečnom pH roztoku 11. Tým sa potvrdila a čiastočne spresnila teória genézy klinoptilolitu ložiska v Nižnom Hrabovci.

Silvester Pramuka: **Granáty muránskych žulorúl** (Bratislava 6. 5. 1982)

Granáty muránskych žulorúl sa skúmali z niekoľkých typov hornín. Granáty granaticko-amfibolických hornín majú obsah *alm* pod 50 %, *spe* okolo 32 %, *gro* 20 %. Granáty granaticko-epidotických hornín majú 70 až 75 % *alm*, 10 % *spe* + *pyr*, pod 20 % *gro* + + *and* + *uva*. Granáty granaticko-sľudnatých hornín majú 65—75 % *alm*, asi 10 % *spe* + *pyr*, nad 20 % *gro* + *and* + *uva*. Všetky granáty majú zloženú zonálnosť. Granáty z granaticko-amfibolických hornín majú jadro obohatené o *spe*, z granaticko-epidotických a granaticko-biotitických hornín o *alm*, z granaticko-muskovitických hornín o *gro*.

Zistené podmienky vzniku žulorúl sú: P = 300—700 MPa, T = 620—680 °C.

Otília Lintnerová: **Využitie elektrónovej mikroskopie pri štúdiu sedimentárnych hornín: povrchové textúry kremeňových zŕn a ich interpretácia** (Bratislava 6. 5. 1982)

Fyzikálne a chemické faktory podmieňujúce tvorbu mikroznakov na povrchu kremeňových zŕn sú vo vzťahu s kryštalografickými vlastnosťami kremeňa. Na výskum mikroznakov sa využíva elektrónová mikroskopia. Spôsob opracovania, veľkosť zŕn a kvantitatívne zastúpenie jednotlivých kategórií mikroznakov sa vyčlenili ako ukazovatele erózie, transportu, sedimentácie a diagenézy. Tenké porušené vrstvičky tvoriace povrch detritického kremeňa urýchľujú jeho rozpúšťanie a opätovné vyzrážanie SiO_2, čím ďalej vzrastá rôznorodosť mikroznakov na povrchu zŕn. Metóda sa dá využiť hlavne na štúdium sedimentov z trefohorných a štvrtohorných panví, ale aj na bádanie starších hornín. Pomocou nej možno riešiť otázky spôsobu spájania a vypĺňania pórov, čo súvisí s možnými kolektorovými vlastnosťami sedimentov.

Mária Hrnčárová: **Geochémia západokarpatského barytu** (Bratislava 6. 5. 1982)

Podľa obsahu stroncia ako základného genetického indikátora v baryte sa zistilo: 1. baryt z permských melafýrov v Nízkych Tatrách sa výrazne odlišuje od barytu priľahlého kryštalinika; 2. baryt zo sideritových ložísk Nízkych Tatier má vyšší obsah stroncia ako baryt zo sideritových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Predpokladáme, že mali odlišný zdroj zrudnenia a nevznikli v tom istom časovom období.

Zuzana Gregorová: **Sľuda muránskych žulorúl** (Bratislava 6. 5. 1982)

Z rozličných typov horninového komplexu muránskych žulorúl sa „mokrou" cestou analyzovali 4 vzorky muskovitu a 5 biotitu. Muskovit sa vyznačuje nízkym obsahom (do 25 %) seladonitovej a paragonitovej (do 15 %) molekuly. Svojím zložením sa blíži ideálnemu muskovitu. V porovnaní s biotitom rozličných typov kryštalických bridlíc veporického kryštalinika a migmatitu Nízkych Tatier má biotit muránskych žulorúl najvyšší obsah železa, a to najmä Fe^{+2}. Patria medzi Fe-biotity (Foster). Nízky obsah Ti eastonitovej molekuly v zmysle Okiho indikuje nízku teplotu pri vzniku biotitu.

Pavel Ženiš: **Mineralogické vlastnosti turmalínu veporického kryštalinika** (Bratislava 6. 5. 1982)

Sledoval sa turmalín z rozličných typov hornín. Hlavná pozornosť sa venovala turmalínu z výplne blízkej typu alpských žíl. Podľa vlastností (merná hmotnosť, index lomu, kvalitatívny a kvantitatívny obsah prvkov, mriežkové parametre) patrí turmalín do série skoryl — dravit a dravit — uvit s uplatnením sa skorylovej zložky. Zistil sa zvýšený obsah Sr, V, Zr a v niektorých prípadoch Zn, Ni a Pb. Chýbajú prvky indikujúce vysokotermálne mineralizačné procesy. Anomálne postavenie má turmalín blízky skorylu z hrončockého granitu. Obsahom Sn (153 g/t) je podobný turmalínu z gemerického granitu.

Vratislav Hurai: **Termodynamické podmienky vzniku kremeňa počas alpínskej metamorfózy veporika** (Bratislava 6. 5. 1982)

Mikrotermometrickými metódami (termometria, kryometria, analýza výluhov) sa určili podmienky vzniku metamorfného kremeňa z kóty Železná brána (kráľovohoľské pásmo veporika) na 487 ± 67 °C pri tlaku 275 ± 70 MPa a v Klenovci (kohútske pásmo) na 372 ± 43 °C pri tlaku 115 ± 11 MPa. Vek ekvivalentných výskytov v masívoch Gotthardu a Mont Blancu sa rádiometrickým datovaním stanovil na 13,4—18,3 mil. rokov. V prípadoch časovej zhody by to znamenalo, že od miocénu bolo oddenudovaných $10 \pm 2{,}5$ km kryštalinika a mezozoika veporika (rýchlosť zdvihu asi 0,6 mm za rok).

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 14, číslo 5, október 1982.
Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 209 53. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 29. 9. 1982.

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

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

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1982.

Ľudmila Rojkovičová

Rudná mineralizácia v Javorí — Ore mineralization in the Javorie Mts. (Middle Slovakia) **461**

Zdeněk Mrázek

Nové sekundárne sírany zo Smolníka — New secondary sulphates from Smolník (Slovenské rudohorie Mts., Eastern Slovakia) **471**

KRONIKA — CHRONICLE

Dušan Višňovský

Päťdesiatiny Ing. Blaženja Tylečka **477** Fifty years of Ing. Blažej Tyleček

Radko Sladký

RNDr. Ján Otepka päťdesiatročný **477** Fifty years of RNDr. Ján Otepka

Štefan Bajaník

RNDr. Ivan Lehotský, CSc., päťdesiatročný **478** Fifty years of RNDr. Ivan Lehotský, CSc.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SOCIETY'S LIFE

Jozef Gubač

Seminár Vplyv geologického prostredia na vývoj zrudnenia — Seminary on the influence of geological environment on the development of mineralization **402**

Rudolf Mock — Dušan Hovorka

Geológia Bukových vrchov (MĽR) a petrologický model ich mezozoického vulkanizmu — Geology of the Bükk Mts. (Hungary) and petrological model of Mesozoic volcanism **460**

Fórum mladých **441** Forum of the youth **479**

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

49 374