38/2/2006
ISSN 0369 - 2086

Mineralia Slovaca

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Mineralia Slovaca

Časopis pre regionálnu a environmentálnu geológiu
a aktivity Slovenskej geologickej spoločnosti a geologických asociácií

Vedúci redaktor – Chief editor
ZOLTÁN NÉMETH
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Regionálne centrum Košice
Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman
MICHAL KALIČIAK
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava
Jozef Franzen, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Jozef Daniel, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Juraj Janočko, Fakulta BERG, TU Košice
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Jozef Lanc, Geocomplex, a. s , Bratislava
František Marko, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV, Bratislava
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra, Košice
Miroslav Pereszlényi, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Sp. N. Ves
Ladislav Šimon, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Igor Rojkovič, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Dionýz Vass, Lesnícka fakulta, Technická univerzita, Zvolen
Ján Soták, Geologický ústav SAV, Banská Bystrica

Zostavovateľ čísla /Editor of the issue – DANIEL OZDÍN & ZOLTÁN NÉMETH

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúca redakcie – Managing editor
Gabriela Šipošová

Jazykoví redaktori – Lingual editors
Pavol Kušnír – Zoltán Németh

Technická redaktorka – Production editor
Alena Wolfová

Redaktorka – Editorial assistent
Mária Dryjová

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava. Spracované systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: ALFAPRINT, Vladimír Čižmárik, Thurzova 16, 036 01 Martin
Predplatné v roku 2006 pre jednotlivcov 200,- Sk, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 160,- Sk, pre organizácie 250,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 50,- Sk, cena dvojčísla je 100,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, fax: 055/625 00 44, E-mail: mineralia@gssr-ke.sk. E-mail knižnica: velgos@gssr-ke.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published quarterly by the Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers.
Subscription for 2006 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice, Slovakia or SLOVART – G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava. Phone: ++421/55/625 00 46. fax: ++421/55/625 00 44, e-mail mineralia@gssr-ke.sk, e-mail to library: velgos@gssr-ke.sk.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Obsah - Contents

Mineralia Slovaca 38 (2006) • 2

Bakos, F. & Chovan, M.
Hydrotermálna Au-Sb mineralizácia v oblasti Kriváňa (Tatry)
Hydrothermal Au-Sb mineralization of the Kriváň hill area (Tatry Mts.) 83

Ferenc, Š., Bakos, F. & Vavrová, J.
Supergénna Au mineralizácia v Katarínskej Hute (Slovenské rudohorie, veporikum)
Supergene Au-mineralization in Katarínska Huta (Slovak Ore Mts., Veporic Unit) 99

Ozdín, D. & Rojkovič, I.
Magnetitová mineralizácia na lokalite Železník v Považskom Inovci
Magnetite mineralization in the Železník locality of the Považský Inovec Mts. 109

Bálintová, T., Ozdín, D., Fejdi, P., Števko, M., Gregor, M. & Stankovič, J.
Mineralogické štúdium fantómových kalcitov z Gemerskej Vsi
Mineralogical study of phantom calcite from village Gemerská Ves, Slovakia 124

Hurai, V., Urban, M., Konečný, P., Thomas, R., Lexa, O., Schulmann, K. & Chovan, M.
Kriedový vek kremenno-antimonitových žíl pri Čučme (Spišsko-gemerské rudohorie)
Cretaceous age of quartz-stibnite veins near Čučma (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.) 131

Huraiová, M. & Konečný, P.
U-Pb-Th datovanie a chemické zloženie monazitu v xenolitoch syenitu a pincinitu z vrchnomiocénneho maaru pri obci Pinciná (Lučenská kotlina)
U-Pb-Th dating and chemical composition of monazite from syenite and pincinite xenoliths from the Late Miocene maar near Pinciná village (the Lučenec Basin) 141

Ozdín, D. & Gregor, M.
Chlórargyrit, atacamit, brochantit a linarit z laténskych artefaktov z Bratislavy
Chlorargyrite, atacamite, brochantite and linarite from the Latenian artefacts from Bratislava, Slovakia 151

Pršek, J. & Mikuš, T.
Bi sulfosoli z lokality Ľubietová-Kolba
Bi sulphosalts from the Ľubietová-Kolba occurrence 159

Ivan, P. & Méres, Š.
Litostratigrafické členenie a pôvod staropaleozoickej časti kryštalinika Malých Karpát – nový pohľad na základe výsledkov geochemického výskumu
Lithostratigraphic division and origin of the Early Paleozoic crystalline basement of the Malé Karpaty Mts. (central Western Carpathians): A new concept as followed from geochemical studies 165

OBÁLKA *Obrázok na prednej strane obálky:* Kryštál fluoritu na kalcite so sfaleritom a pyritom z Banskej Štiavnice (veľkosť kryštálu 18 mm). Zbierka: L. Turecký, Bratislava. Foto D. Ozdín. *Obrázky na zadnej strane obálky:* Obr. 1. Hruboprizmatické kryštály chalkostibitu z lokality Chyžné-Herichová. Foto M. Števko a T. Bálintová. Obr. 2. Vertikálne ryhované kryštály chalkostibitu z lokality Chyžné-Herichová. Foto M. Števko a T. Bálintová

COVER *Picture on the cover front page:* Fluorite crystal on calcite with sphalerite and pyrite from Banská Štiavnica deposit (crystal size 18 mm). Collection: L. Turecký, Bratislava. Photo D. Ozdín. *Pictures on the cover back page:* Fig. 1. Coarse-prismatic crystals of chalcostibite from the locality Chyžné-Herichová. Photo M. Števko and T. Bálintová. Fig. 2. Vertically grooved crystals of chalcostibite from the locality Chyžné-Herichová. Photo M. Števko and T. Bálintová

VYJADRENIE K ČLÁNKU P. Ivana a Š. Méresa *Litostratigrafické členenie a pôvod staropaleozoickej časti kryštalinika Malých Karpát – nový pohľad na základe výsledkov geochemického výskumu* a k ich stanovisku

STANDPOINT TO THE ARTICLE BY P. Ivan and Š. Méres *Lithostratigraphic division and origin of the Early Paleozoic crystalline basement of the Malé Karpaty Mts.: A new concept as followed from geochemical studies* and to author's standpoint

Putiš, M.
Litostratigrafia a predalpínsky geodynamický vývoj staropaleozoických komplexov Malých Karpát – prehľad poznatkov vs. nové členenia
Lithostratigraphy and pre-Alpine geodynamic evolution of Early Paleozoic complex of the Malé Karpaty Mts.: Review of the results vs. new subdivisions 181

GeoVestník

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 83–98

Hydrotermálna Au-Sb mineralizácia v oblasti Kriváňa (Tatry)

FRANTIŠEK BAKOS[1] a MARTIN CHOVAN[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
e-mail: bakos@gssr.sk, chovan@fns.uniba.sk

Hydrothermal Au-Sb mineralization of the Kriváň hill area (Tatry Mts.)

Au-Sb mineralization in the Kriváň area is developed in several subhorizontal mylonite zones located in granitoid rocks. Lens-shaped thin veins contain up to 1 % sulphides. Quartz, albite, chlorite, muscovite and tourmaline are the major gangue minerals. Visible gold of high fineness and impregnations of pyrite are bounded to the quartz or to vein margins. Gold-bearing quartz (1. stage) crystallized from low to high saline CO_2-rich fluids at minimal temperature of 251–332 °C and estimated trapping pressures of 58–212 MPa. The filling of ore bodies is cataclased, brecciated and cemented by stibnite, sphalerite and rare berthierite. Homogenization temperatures of fluid inclusions in the stibnite-bearing quartz varied between 148 and 250 °C. Traces of CO_2 and medium saline aqueous fluids are typical of the second phase of mineralization. The end of this phase, documented by the origin of native antimony, primary Sb oxide and an unstable phase similar to aurostibite, is characterized by changes of chemical composition of fluids and fugacity/activity of S and O. Mustard gold originated by decomposition of the unstable AuSb phase. Ag bearing tetrahedrite associated with chalcopyrite, and gold remobilization is typical for the third phase. Very low fineness gold originated during the last-base metal phase, which is represented by sphalerite, galena, bournonite and boulangerite. Fluid inclusions of the third and base metal phase are characterized by the system H_2O-NaCl-$CaCl_2$ with high salinity (22.1–28.6 wt. % NaCl eq.) and homogenization temperatures between 135 and 232 °C. The youngest structures are filled with calcite and hematite, and have no genetic connection with the Au-Sb mineralization.

Key words: Au-Sb mineralization, gold, fluid inclusions, Tatry Mts., Western Carpathians

Úvod

Jedinečnosť Tatier spočíva nielen v ich prírodných krásach, ale najmä v tom, že na rozdiel od ostatných západokarpatských pohorí sú z geologického hľadiska obrovským odkryvom, na ktorom možno výborne študovať geotektonický vývoj, stratigrafiu sedimentárnych súvrství, metamorfné fenomény, granitoidný magmatizmus, ako aj vývoj rudnej mineralizácie viacerých druhov v priestore a čase. Napriek tomu výskum metalogenézy Tatier za ostatnými západokarpatskými územiami veľmi zaostával. Priekopnícke práce Kováčika (1954), Andrusova et al. (1955) a Goreka (1959) o metalogenéze sideritovej a Sb-Au mineralizácie v Tatrách už dnes nestačia a základný výskum sa novšie nevykonal ani na najvýznamnejších výskytoch. Medzeru sčasti vypĺňa táto naša práca, v ktorej sa zaoberáme minerálnym zložením, paragenézami a štúdiom fluidných inklúzií na výskytoch Au ± Sb, Cu sulfidickej mineralizácie v krivánskej oblasti.

Geologická stavba

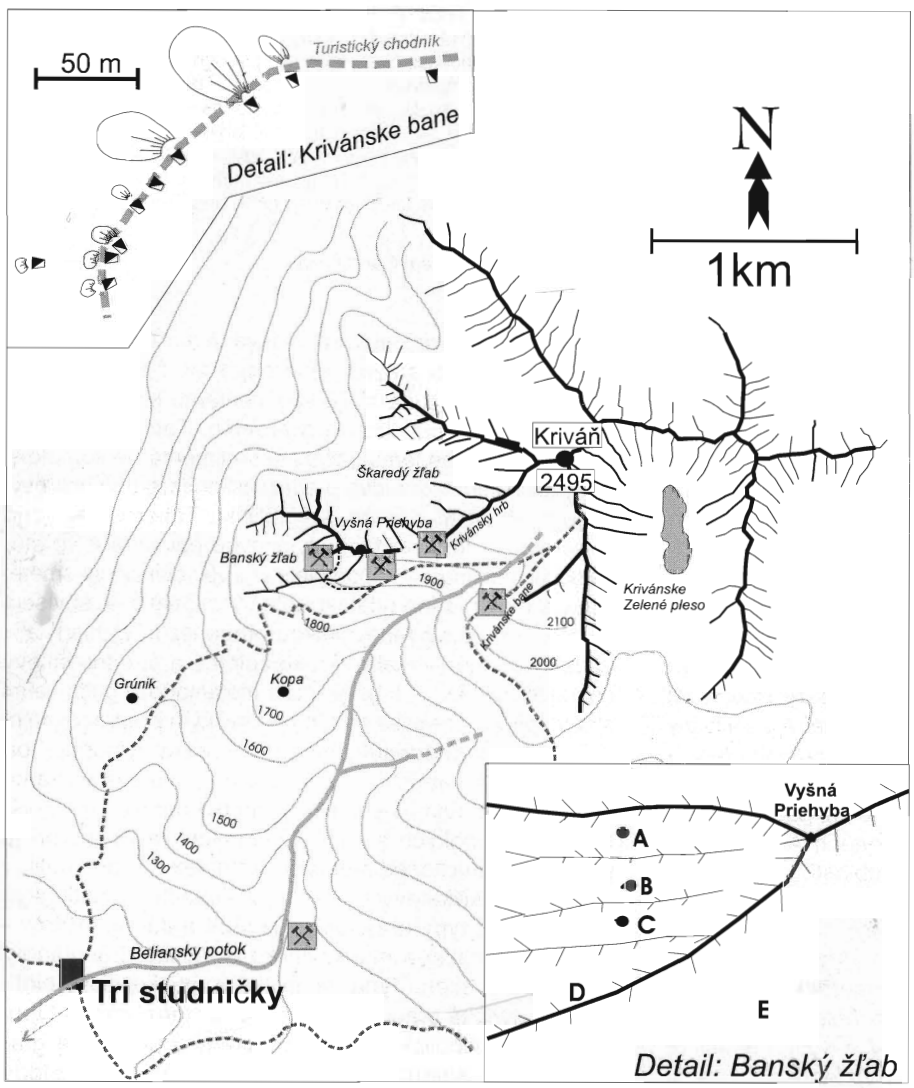
Tatry tvoria výrazný hrast s asymetrickou stavbou sformovaný v neogéne. Pohorie je rozdelené mohutným zlomovým systémom v smere JZ–SV v Kôprovej doline na dve časti (Západné a Vysoké Tatry), ktoré sa odlišujú stavbou kryštalinika. Najvyššie zdvihnuté bloky masívu Tatier sú na J z väčšej časti budované horninami kryštalinika tatrika a na stavbe severnej a sv. časti Tatier sa vo veľkej miere zúčastňujú sedimentárne komplexy obalového mezozoika, fatrika a hronika. Tatranský masív zo všetkých strán lemujú flyšové sedimentárne komplexy a kryštalinikum tvoria dva predalpínske čiastkové príkrovy. Najnápadnejším znakom kryštalinika Tatier je inverzná metamorfná zonálnosť s polyfázovou povahou a so stúpajúcimi metamorfnými podmienkami vo vertikálnom smere. Staršia metamorfná udalosť bola vysokotlaková, súvisela s kaledónskou až ranovariskou orogenézou a mladšia – variského veku – mala vysokoteplotný a strednotlakový charakter (Janák, 1994). Alpínska metamorfóza mala veľmi slabý vplyv a prejavila sa len tektonickým prepracovaním hornín. Spodná subautochtónna jednotka vystupuje iba v Západných Tatrách a tvoria ju svory, svorové a kvarcitické ruly. Vrchná alochtónna jednotka buduje celé kryštalinikum Vysokých a časť Západných Tatier a tvorí ju pestrý vulkanickosedimentárny komplex rúl, amfibolitov a vápenato-silikátových hornín. V Tatrách sa zistili štyri petrologické typy granitoidov (Kohút a Janák, 1994) – biotitické tonality a muskoviticko-biotitické granodiority vysokotatranského typu, biotitické a muskoviticko-biotitické porfyrické granodiority až granity tatranského typu, biotiticko-amfibolické kremenné diority a porfyrické granity až granodiority (goryczkowský typ). Granitoidný magmatizmus bol polyfázový, pričom granitoidy a niektoré

migmatity zo Západných Tatier majú vek 369 ± 19 až 347 ± 14 Ma (U-Pb, zirkón). V prvej fáze granitoidného magmatizmu sa formovali plutóny vo vrchnej časti strednej kôry. Obdobie 341 ± 11 až 314 ± 4 Ma (U-Pb, zirkón) zodpovedá poslednej fáze granitoidného magmatizmu vo Vysokých Tatrách (Poller et al., 1999).

Zdvih a po ňom nasledujúce chladnutie kryštalinika (Janák, 1994) nastali v období 330 až 300 Ma ($^{40}Ar - ^{39}Ar$ sľudy). V perme boli Tatry ponorené v hĺbke najviac 12 km (Kováč et al., 1994) a zdvih z hĺbky 10–11 km a ochladenie hornín na približne 220 °C prebiehali pred 70–50 Ma (zistené metódou štiepnych stôp – *fission tracks*). Zdvih z hĺbky 5 km a ochladenie na 120 °C nastali pred 20–10 Ma (Král', 1977) a záverečný zdvih z hĺbky 2 km pred 7–2 Ma (Baumgart-Kotarba a Král', 2002). Formovanie asymetrického hrastu Tatier od miocénu súviselo so vznikom významných zlomov (podtatranského, severotatranského alebo radu ďalších smeru SV–JZ). Glaciálne a glaciofluviálne sedimenty vznikli počas pleistocénneho zaľadnenia (Nemčok et al., 1993).

Prehľad doterajšej ťažby a výskumu

Ťažba zlata sa v podtatranskej oblasti začala v 13. až 14. stor., keď ho obyvatelia Hýb ryžovali v Boci a pod Kriváňom (Szaflarsky, 1972). Bohuš (1963) predpokladá, že prví prospektori a baníci prišli do krivánskej oblasti až koncom 14. stor., ale prvé písomné zmienky o baníctve sú až z 15. stor., keď sa kutalo na západných svahoch Kriváňa a v Škaredom žľabe. Najväčší rozmach ťažby bol v druhej polovici 16. stor. Vtedy sa začalo ťažiť už aj v Krivánskych baniach pod Malým Kriváňom a postavila sa banská cesta (Maximiliánova). V 17. stor. baníctvo na Kriváni stagnovalo. Ťažbu zlata začiatkom 18. stor. obnovili banskoštiavnickí podnikatelia a vtedy sa v tatranskom baníctve prvý raz použil strelný prach, no banské podnikanie na Kriváni zastavili už v roku 1718. V roku 1772 banské práce obnovili podnikatelia zo Spišskej Novej Vsi a v roku 1784 sa pri úprave rudy v Tatrách prvýkrát použila amalgamačná metóda. V roku 1788 boli už bane znova opustené a posledné skromné pokusy obnoviť ťažbu sú z rokov 1810–1811.



Obr. 1. Schematická mapa rozmiestnenia mylonitových zón s Au-Sb mineralizáciou na Kriváni. A – štôlňa Martina, B – štôlňa Martin, C – štôlňa František, D – prekladisko zlatonosnej rudy, E – zvyšky baníckych prístreškov.

Fig. 1. Schematic map of mylonite zones with Au-Sb mineralization in the Kriváň area. A – Martina adit, B – Martin adit, C – František adit, D – transship place of gold-bearing ore, E – relics of old miner houses.

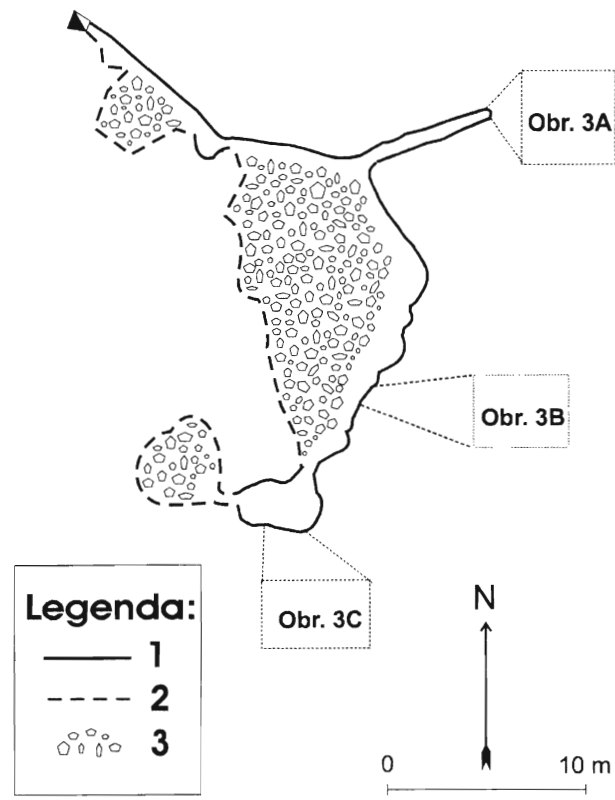
Výskyty Sb-Au mineralizácie v krivánskej oblasti opísal Pulec et al. (1989) z Veľkého a Škaredého žľabu, Vyšnej Priehyby a z oblasti medzi Nižnou Priehybou a Troma studničkami. Mineralizáciu tvorí sústava kremenných žíl smeru V–Z so sklonom 30–40° na J, ktoré sa viažu na mylonitové zóny. Zrudnenie je nepravidelné, v kremeni sú hniezda antimonitu sprevádzaného impregnáciami pyritu a arzenopyritu (Kováčik, 1954). Gorek (1959) zistil aj chalkopyrit, galenit a sfalerit. Andrusov et al. (1955) a Konečný et al. (1971) opísali vysoký, ale nevyčíslený obsah zlata v kremeni. Gorek (1959) uviedol od Kriváňa z bližšie necitovaných správ aj výskyt molybdenitu a kasiteritu, ale nepokladal ho – podobne ako ani výskyt pegmatitovej žily s Pb-Zn minerálmi na južnom svahu Kriváňa v oblasti Úplazu (Slávik et al., 1967) – za pravdepodobný. Mineralizácia je predmezozoického veku (Pulec et al., 1989).

Výskyt Sb zrudnenia v hornej časti Kôprovickej doliny asi 150 m na Z od kóty 1984 sa viaže na kremenné žily hrubé do 0,2 m. Mineralizáciu tvorí vtrúsený chalkopyrit a antimonit (Kubíny a Bergfest, 1957). Okrem chemickej analýzy rudy z roku 1920 o výskyte nie sú známe iné údaje.

Zlato-scheelitová mineralizácia, ktorú vyčlenil Pulec et al. (1989) na základe geochemickej šlichovej prospekcie, sa viaže na kryštalinikum v Račkovej doline, Trnovci, v hornej časti Jamníckej, Kamenistej doliny a pod Roháčskymi plesami, ale primárne výskyty nie sú známe.

Metodika prác

Z aluviálnych náplavov v Kôprovej doline a potoka pri Troch studničkách sa odobralo osem šlichových vzoriek, a spracovali sa štandardnou metódou. Z Hybice a z jej prítoku Hlboký jarok sa odobrala aj veľkoobjemová vzorka aluviálnych sedimentov (0,5 m^3) a vyseparovalo sa z nej 0,18 g Au. Zo žiloviny sa urobili nábrusy, výbrusy a obojstranne leštené platničky, a opticky sa zhodnotili v odrazenom a prechádzajúcom svetle na mikroskope Jenapol a Amplival (Zeiss). Povrch zlatiniek sa fotografoval metódou spätne odrazených elektrónov (BSE), minerálne fázy a inhomogenity sa sledovali metódou sekundárne emitovaných elektrónov (SEM) a elektrónové mikroanalýzy zlata sa vykonávali metódou vlnovodisperznej analýzy (WDS) na prístroji JEOL JXA 840 A (CLEOM, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava) za týchto podmienok: 20 kV, 15–20 nA, priemer lúča 3–5 μm a štandardom bolo prírodné Au, Ag, Sb, Cu, Bi a Hg (HgS). Elektrónové mikroanalýzy sulfosolí, sulfidov aj zlata sa robili metódou WDS na prístroji JEOL Superprobe 733 v Dánsku (Geology Institute, University of Copenhagen) za nasledujúcich podmienok: 20 kV, 20 nA a pri štandardoch: prírodné (n), syntetický (s) pri sulfidoch a sulfosoliach – Ag (AgLα) s, Sb (SbLα) s, PbS (PbLα) s, Bi_2S_3 (BiLα) s, $CuFeS_2$ (CuKα, FeKα, SKα) n, pri tetraedrite Ag (Ag) s, Pb (PbS) s, Bi (Bi_2S_3) s, Cd (CdS) s, As (Cu_3AsS_4) s, Hg (HgS) s, Zn (ZnS) s, Sb (Sb) s, Cu, S ($CuFeS_2$) n, pri karbonátoch a chloritoch (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava) na prístroji CAMECA SX 100 pri 20 nA, 15 kV s priemerom lúča 4–7 μm s týmito štandardmi: Ca – wollastonit, Fe – hematit, Mn – rodonit, MgO – MgO, Si – wollastonit, Al – Al_2O_3, Ti – TiO_2. Živce sa analyzovali na prístroji JEOL 8600 v Dánsku (Department of Earth Sciences, Aarhus University) pri 20 nA, 15 kV s priemerom lúča 5 μm za použitia nasledujúcich štandardov: Na (jadeit), Al (Al_2O_3) s, Si (SiO_2) s, K (sanidín), Ca (apatit), Fe (Fe_2O_3). Práškové rtg. difrakčné záznamy Cu a Sb sekundárnych minerálov sa robili na prístroji DRON-3 (Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave) a na Masarykovej univerzite v Brne. Obsah Au a Ag v žilovine sa stanovil metódou atómovej absorpčnej spektroskopie (AAS) v Geoanalytických laboratóriách v Spišskej Novej Vsi. Fluidné inklúzie sa študovali v mikroskopoch Jenapol s objektívom so zväčšením 50-krát a NIKON Optiphot s objektívom so zväčšením 100-krát. Mikrotermometrické merania sa vykonávali na zariadení LINKAM THMSG 600 (Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave) a LINKAM THM 600 (Štátny geologický ústav D. Štúra v Bratislave). Zariadenia boli kalibrované podľa známych syntetických a prírodných inklúzií. Salinita fluidných inklúzií sa vypočítala z teploty tavenia ľadu podľa Bodnara (1993), z teploty topenia klatrátu podľa Darlinga (1991) a izochory pre inklúzie bohaté na CO_2 podľa stavovej rovnice Bowersa a Helgesona (1983). Hĺbka vzniku mineralizácie sa odvodila z litostatického tlaku, pričom sa použila hustota 2,7 g/cm^3.



Obr. 2. Priebeh štôlne Martina v Banskom žľabe. 1 – overený rozsah štôlne, 2 – predpokladaný rozsah štôlne, 3 – vyťažené a založené priestory).

Fig. 2. Course of the Martina adit. Banský žľab. 1 – verified range of adit, 2 – assumed range of adit, 3 – mined and backfilled adit spaces.

Výsledky

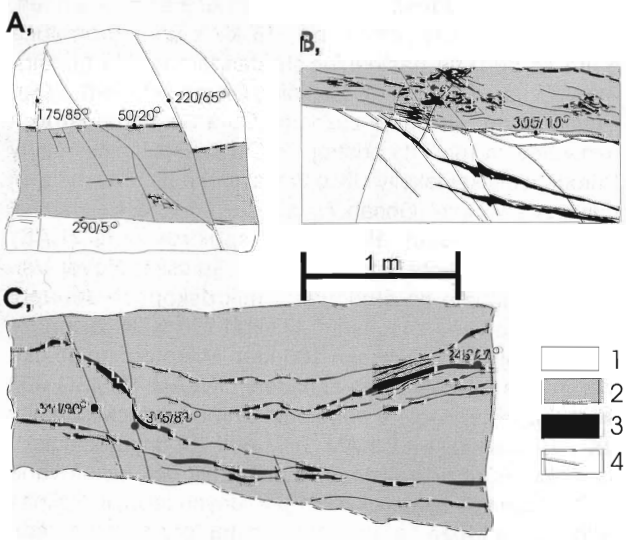
Výskyty Au mineralizácie na Kriváni

Banské práce s výskytmi Au mineralizácie v kriváns-kej oblasti sa sústreďovali na piatich lokalitách (obr. 1). Rozsahovo najväčšie a pravdepodobne najvýznamnejšie boli *Krivánske bane*, ktoré sú vo výške 2000 až 2100 m pri turistickom chodníku (modrá značka) vedúceho zo Štrbského plesa na vrchol Kriváňa medzi plošinou Nad Pavlovou a Daxnerovým sedlom pod Malým Kriváňom. V súčasnosti tu možno rozoznať desať zavalených štôlní a niekoľko drobných kutačiek a píng.

Samostatne situovaná a doteraz nezavalená štôlňa (Barbora) sa nachádza na jz. hrebeni Krivánskeho hrbu nad Sedlom nad Priehybami vo výške 2075 m. V štôlni sa nafárala 0,1–0,4 m hrubá mylonitová zóna s 1 až 10 cm hrubými kremennými žilkami.

Ďalšia skupina neprístupných starých banských prác a háld je v Sedle nad Priehybami a na úpätí Krivánskeho hrbu vo výške 1970 až 1990 m. Blízko turistického chod-níka (zelená značka) z Troch studničiek na Kriváň vo výške asi 1900 m okolo 100 m pod Sedlom nad Priehy-bami sú dve štôlničky so zavaleným ústím. Na lokalite možno rozlíšiť spolu tri štôlne a asi 10 píng.

Ústia troch prístupných štôlní v Banskom žľabe sú vo výške 1910 až 1920 m priamo na starom banskom chodní-ku vytesanom naprieč žľabom v mylonitovej zóne, v ktorej sa vyvinula Au mineralizácia. V prvej kutačke (František), dlhej 2 m, sa nafárali štyri do 8 cm hrubé kremenné a jedna kalcito-vá žilka bez zrudnenia. Hrúbka mylonitovej zóny s krem-ennými žilami je asi 1 m. Druhá štôlňa (Martin) je dlhá okolo 15 m a nafárala do 1 m hrubú mylonitovú zónu s niekoľkými maxi-málne do 10 cm hrubými kremennými žilami. Tretia, najsever-nejšia štôlňa v Banskom žľabe (Martina), je dlhá asi 40 m (obr. 2) a nafárala sa v nej mylonitová zóna hrubá 0,5 až 3 m



Obr. 3. Schematický náčrt mylonitovej zóny so zlatonosnými kremennými žilami v dobývkach v štôlni Martina v Banskom žľabe.

Fig. 3. Schematic outline of mylonite zone with gold-bearing quartz veins in the Martina adit, Banský žľab.

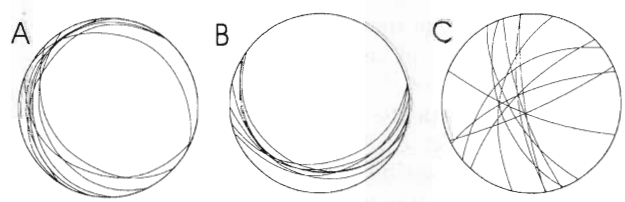
s kremennými žilami s maximálnou hrúbkou do 30 cm (obr. 3).

Na J od centra krivánskeho zlatého baníctva je štôlňa pri Troch studničkách (na mapách a v turistických sprie-vodcoch sa spomína aj ako štôlňa vo Veľkom Krivánskom žľabe alebo štôlňa v doline Krámca). Je na východnom svahu (Krámce) asi 100 m nad Belianskym potokom vo výške 1300 m tesne pri chodníku (Baničkový chodník) vedúcom z Troch studničiek do Važeckej doliny Jej ústie je zarazené v prirodzenom odkryve mohutnej mylonitovej zóny, ktorou preniká roj paralelných kremenných žiliek hrubých 0,5 až 30 cm.

Okrem týchto výskytov, ktoré sa v minulosti bansky sledovali, sme prejavy mineralizácie podobného charakteru zistili pri rekognoskácii v hornej časti Škaredého žľabu (vo výške od 2100 až 2250 m) a v sedle Grúniková Priehyba medzi Nižnou Priehybou a Grúnikom. Na týchto dvoch loka-litách sa nerobil detailný výskum, lebo ostatné lokality po-skytovali viac údajov a vzorkového materiálu. Mineralizáciu na týchto bezvýznamných výskytoch tvoria kremenné žilky hrubé od 1 do 5 cm so sporadicky sa vyskytujúcim pyritom. Výskyty Sb mineralizácie, ktorá sa overovala lah-kými prieskumnými prácami v Kôprovickej doline a ktoré opisuje Kubíny a Bergfest (1957), sa nepodarilo lokalizovať.

Ložiskovo-geologická charakteristika mineralizácie

Au mineralizácia sa viaže na systém paralelných sub-horizontálnych mylonitových zón (obr. 4) v granitoidoch alebo v rozličnej výške, alebo ide o jednu súvislú mylonitovú zónu, ktorú neskôr tektonicky rozčlenili mladšie zlomy na niekoľko blokov vyzdvihnutých alebo poklesnutých do rôznej výškovej úrovne. Výškový rozdiel medzi mine-ralizovanými zónami je niekoľko desiatok metrov, naj-väčší medzi najvrchnejším a najspodnejším výskytom je asi 200 m a medzi spodnou a vrchnou časťou jednej zóny najviac 100 m na úseku dlhom okolo 300 m (Krivánske bane). Generálny sklon mylonitových zón v Banskom žľabe, v Sedle nad Priehybami a na Krivánskom hrbe je 10 ± 5° a najväčší sklon má mylonitová zóna na Krivánskych baniach. Celkový sklon sa vypočítal z výškových rozdie-lov medzi štôlňami, čo je 22 ± 5° Mylonitové zóny sú dlhé

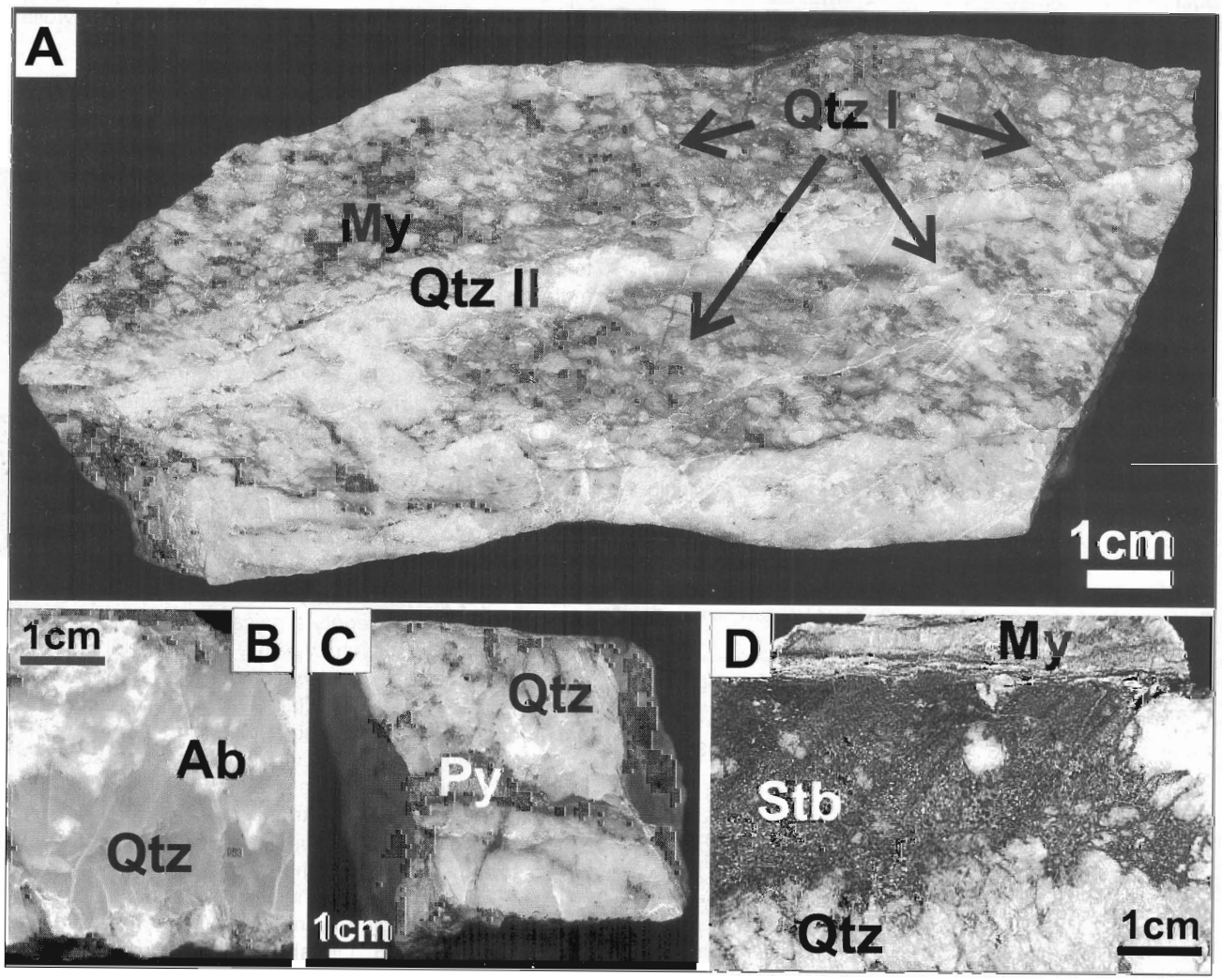


Obr. 4. Diagram priemetov tektonických štruktúr **A** – mylonitové zóny so zlatonosnými kremennými žilami v štôlňach v Banskom žľabe a na Krivánskom hrbe, **B** – mylonitová zóna v štôlni pri Troch studničkách, **C** – orientácia zlomov porušujúcich mylonitové zóny so zlatonosnými kremennými žilami (všetky dokumentované odkryvy so študovanou mineralizáciou na Kriváni).

Fig. 4. Stereographic diagram of orientation of tectonic structures. **A** – mylonite zones with gold-bearing quartz veins in adits of Banský žľab and Krivánsky hrb, **B** – mylonite zone in adit near Tri studničky, **C** – orientation of faults dislocating the mylonite zones with gold--bearing quartz veins (all documented outcrops in the Kriváň area with studied mineralization).

niekoľko desiatok až prvé stovky m. Skutočná dĺžka nie je známa a údaje o rozsahu limituje obmedzená rozfáranosť mineralizovaných telies v štôlňach, alebo prirodzené odkryvy sú značne zasutinované či odstránené eróziou. Hrúbka väčšinou neprekračuje 1 m a najčastejšie je od 0,2 do 0,5 m. Maximálna hrúbka mylonitovej zóny sa zistila na dobývke v štôlni Martina, kde je výška dobývky nad 2,5 m, ale mylonitová zóna je pravdepodobne väčšia a dosahuje aj 3 m. Najmenšiu hrúbku má v štôlni Barbora na Krivánskom hrbe, kde iba miestami prekračuje 0,1–0,2 m. Mylonitová zóna sa niekedy rozvetvuje na niekoľko 0,3 až 1 m hrubých zón a medzi telesami mylonitu bývajú uzavreté šošovky relatívne neporušeného granitoidu. Pravdepodobne najmohutnejšia je v Krivánskych baniach, o čom svedčí značný rozsah banských prác.

Mineralizácia má podobu kremenných žíl sledujúcich metamorfnú foliáciu mylonitizovaných granitoidov. Väčšinou ide o systém paralelných žiliek hrubých 1 až 5 cm s veľmi nestálou hrúbkou a smernou dĺžkou (obr. 5A). Maximálna hrúbka žíl je 10 cm, no v haldovom materiáli Krivánskych baní sa našli aj úlomky kremeňa veľké až 25 cm. V štôlni Barbora je v 10–20 cm hrubej mylonitovej zóne väčšinou iba jedna kremenná žila hrubá 5–10 cm a v dobývke v štôlni Martina až 13 žiliek hrubých 1–3 cm a len málo z nich má hrúbku nad 5 cm. Ojedinele sa žily vyvinuli aj mimo mylonitovej zóny v relatívne neporušenom granitoide, ale majú iba veľmi krátky priebeh (do 2 m). Žily veľmi často intenzívne porušuje množstvo zlomov, ktoré ich posúvajú o niekoľko až niekoľko desiatok cm. Na zlomoch žily často vyklinujú. sú drvené a spolu s mylonitom tvoria



Obr. 5. A – typická vzorka mylonitizovaného granitoidu (My) s tenznými trhlinami vyplnenými kremeňom I (Qtz I) a hydrotermálnymi žilkami kremeňa (Qtz II) s viditeľným zlatom paralelnými s metamorfnou foliáciou, štôlňa Martina v Banskom žľabe, **B** – vzorka kremenno (Qtz)-albitovej (Ab) žilnej výplne, Sedlo nad Priehybami, **C** – žilka pyritu (Py) v kremeni (Qtz), štôlňa Barbora na Krivánskom hrbe, **D** – úlomky kataklázovaného kremeňa (Qtz) v mylonitizovanom granitoide (My) tmelené antimonitom (Stb), Krivánske bane.

Fig. 5. A – typical sample of mylonitized granitoid rock (My) with antithetic shear quartz veinlets (Qtz I) and hydrothermal veinlets of gold-bearing quartz (Qtz II) parallel with metamorphic foliation, Martina adit, Banský žľab, **B** – sample of quartz (Qtz) – albite (Ab) vein-filling, Sedlo nad Priehybami, **C** – veinlet of pyrite (Py) in quartz (Qtz), Barbora adit, Krivánsky hrb, **D** – fragments of cataclased quartz (Qtz) in mylonitized granitoid rock (My) cemented by stibnite (Stb), Krivánske bane.

tektonické brekcie. Kremenné žily sú miestami intenzívne zbridličnatené a nesú znaky plastickej deformácie. Takéto úseky mineralizovaných zón neobsahujú nijaké rudné minerály.

Minerálna výplň žíl je veľmi jednoduchá, najčastejšie sa v nej vyskytuje len kremeň a mnohé úseky sú jalové, bez rudných minerálov. Z nerudných minerálov sú v žilovine živec (obr. 5B), chlorit, turmalín a karbonáty. Celkový obsah rudných minerálov v nej je nižší ako 1 %. Najčastejším rudným minerálom je pyrit (obr. 5C) a zlato, kým ďalšie sulfidy a sulfosoli (chalkopyrit, tetraedrit, bournonit, boulangerit a berthierit) sa vyskytujú iba sporadicky. Bohatšie akumulácie vytvára len antimonit, ktorý sa zistil iba v Krivánskych baniach (obr. 5D). Vniká do drobných pukliniek v kremeni a tmelí jeho kataklázované zrná za vzniku brekcie. Obsah Au v žilovine je veľmi nepravidelný, ale vždy pomerne vysoký. Priemerný obsah Au v kremennej žilovine (tab. 1) z haldového materiálu Krivánskych baní je 29,3 g/t a v Sedle nad Priehybami 9,72 g/t. Pod 1,65 ppm obsah Au neklesol ani v bodových vzorkách. Charakteristický je výskyt bonanzovitých akumulácií. Obsah Au v bodovej vzorke zo štôlne Martin dosahuje 126 ppm a v zásekovej vzorke zo štôlne Barbora dokonca 176 ppm. Pomer Au/Ag z chemických analýz žiloviny veľmi kolíše a priemerne je 2 : 1 až 6 : 1. Veľmi nízky je vo vzorke KRB-7, v ktorej boli makroskopicky viditeľné zvetrané drobné zrná Ag tetraedritu.

Mineralizácia na Troch studničkách je trocha odlišná ako na ostatných krivánskych výskytoch a má podobu paralelných kremenných žíl a rojov žiliek. Žily sú hrubé od 0,5 do 30 cm, najčastejšie od 1 až do 5 cm, a dlhé v rozmedzí niekoľkých metrov. Hrubšie žily sú dlhé až prvé desiatky metrov, majú šošovkovitý vývoj a rýchlo vyklinujú.

Tab. 1
Obsah Au, Ag (ppm) a ich pomer v zlatonosnej kremennej žilovine
Content of Au, Ag (ppm) and Au/Ag ratio in gold-bearing quartz veins

	Au	Ag	Au/Ag
1	9,72	1,7	5,7
2	29,3	13,7	2,13
3	126	3,6	35
4	1,65	2,7	0,6
5	31,3	4,8	6,5
6	13,9	1,5	9,3
7	176	9,5	18,5
8	0,095	0,4	0,23
9	0,048	1,6	0,03

anal. 1 – priemerná vzorka žiloviny zo Sedla nad Priehybami, 2 – priemerná vzorka žiloviny z Krivánskych baní, 3 – bodová vzorka zo štôlne Martin v Banskom žľabe, 4, 5 – bodové vzorky zo štôlne Martina v Banskom žľabe, 6 – zásekova vzorka zo štôlne Martina v Banskom žľabe, 7 – zásekova vzorka zo štôlne Barbora na Krivánskom hrbe, 8, 9 – bodové vzorky zo štôlne pri Troch studničkách

anal. 1 – average sample of vein-filling from Sedlo nad Priehybami, 2 – average sample of vein-filling from Krivánske bane, 3 – point sample from the Martin adit, Banský žľab, 4, 5 – point samples from Martina adit, 6 – channel sample from the Martina adit, Banský žľab, 7 – channel sample from Barbora adit, Krivánsky hrb, 8, 9 – point samples from adit near Tri studničky

Žily dôsledne sledujú metamorfnú foliáciu okolitých mylonitizovaných granitoidov. Ich generálny smer a tým aj mylonitovej zóny v štôlni na Troch studničkách je ZSZ–VJV so sklonom 20–35° na JJZ. Mylonitová zóna nad Tromi studničkami je regionálnej povahy, jej hrúbka prekračuje niekoľko desiatok a smerná dĺžka niekoľko sto metrov, pravdepodobne až prvé km. Vystupuje prakticky na celom južnom svahu Kriváňa v pásme lesa nad Tromi studničkami, ako aj na obidvoch stranách spodnej časti Veľkého Krivánskeho žľabu vo výške 1200–1400 m. Mineralizácia v štôlni pri Troch studničkách je veľmi chudobná. Vo výplni kremenných žíl sa zriedka vyskytujú idiomorfne obmedzené kryštály pyritu veľké do 2 mm. Vo výplni puklín mylonitu sa našiel hematit a v suchom šlichu odobranom z počvy štôlne sa zistilo deväť zlatiniek vo frakcii pod 0,05 mm. Chemická analýza kremennej žiloviny potvrdila obsah Au do 0,1 g/t (tab. 1).

Aluviálne rozsypy

Z aluviálnych náplavov Kôprovského a Belianskeho potoka, ako aj Hybice v okolí Kriváňa sa orientačne odobralo osem šlichových vzoriek. V Kôprovskom a Belianskom potoku je zlato silne rozptýlené v hrubozrnnom balvanovitom štrku (0–2 zlatinky na šlich), nevytvára bohatšie akumulácie a je transportované do Podtatranskej kotliny. Tvorí do 0,1 mm veľké hrudkovité zlatinky so slabým stupňom opracovania. V ťažkej frakcii šlichov sa v najväčšej koncentrácii vyskytuje ilmenit, pyrit, hematit, apatit, chlorit, sľuda a zirkón a akcesoricky, lokálne aj v koncentrácii do 1 %, granát, epidot a zriedka monazit.

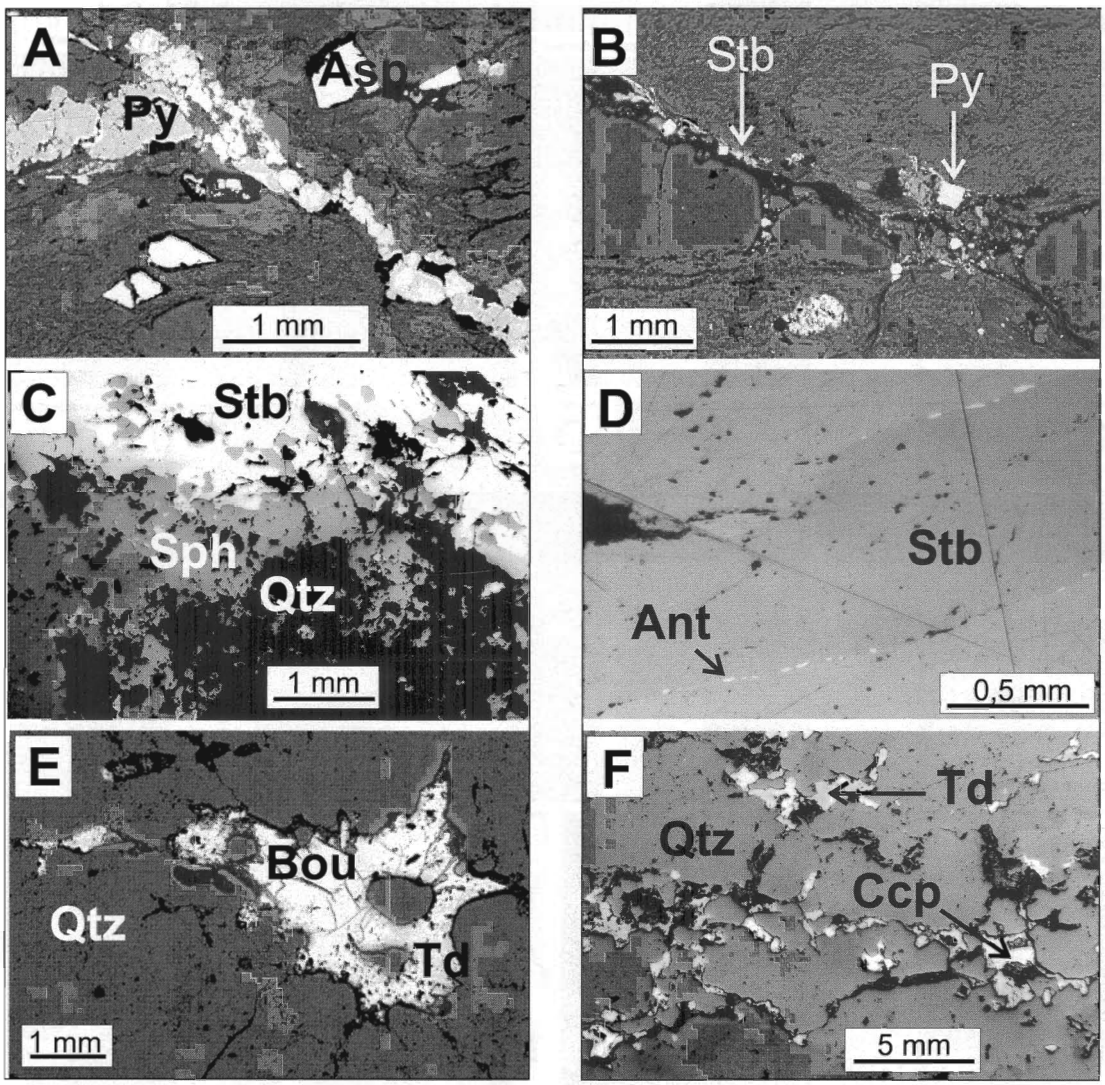
Aluviálne náplavy Hybice sú z hrubozrnného až balvanovitého štrku a iba lokálne sú hrubšie ako 1,5–2 m. Štrk leží na plytko uloženom skalnom podklade, ktorý tvoria vnútrokarpatské flyšové komplexy. V ťažkej frakcii šlichov z Hybice je najväčšia koncentrácia hematitu a veľmi hojný je aj ilmenit, pyrit, apatit a chlorit. Pyrit tvorí veľmi jemnozrnné agregáty a najčastejšie fragmenty pyritizovaných organických zvyškov, pravdepodobne foraminifer. Akcesoricky sa vyskytuje granát, turmalín, zirkón, monazit a rumelka. Zlatinky sa koncentrujú v bezprostrednej blízkosti skalného podkladu a majú pomerne vysoký stupeň opracovania. Ostré výčnelky sú zaoblené, majú tvar sploštených hrudiek až hrubých plieškov, čo je charakteristické pre zlato s krátkym transportom. Takmer 100 % zlatiniek sa koncentruje vo frakcii 0,25–1 mm, ojedinele sú veľké až 2 mm a ich rýdzosť sa pohybuje od 825 až do 930. Podobne ako z primárnych výskytov na Kriváni sa aj zlatinky z Hybice vyznačujú vyšším obsahom Hg (až do 1,36 hm. %). Obsah ostatných prímesí je iba niekoľko desatín hm. %. V dvoch šlichoch sa zistilo po štyroch zlatinkách, ale v Hlbokom jarku pri ústí s Hybicou sa našlo až 16 zlatiniek na šlich. Bezprostredné okolie Hybice lemujú ryžovnícke kopčeky, ktoré sa tiahnu v dĺžke vyše 1 km po prúde od ústia Hybickej tiesňavy. Objem jednotlivých kôp preryžovaného materiálu je malý a len ojedinele dosahuje niekoľko desiatok m^3. Ryžovnícke kopčeky tvoria samostatné skupinky pozdĺž toku potoka a súvislé dobývky svedčiace o intenzívnom ryžovaní

sa našli len pod Glianom. Zlato pravdepodobne pochádza zo staropleistocénnych glacifluviálnych sedimentov na najvyšších terasách pri vyústení Kôprovej doliny alebo z predmindelsko-donauských glacifluviálnych sedimentov z Hybianskej pahorkatiny. Materiál týchto sedimentov z väčšej časti pochádza z masívu Kriváňa. V prípade Hybice sa vytvorili veľmi vhodné sedimentačné podmienky pri ústí Hybickej tiesňavy, kde rýchlosť toku po rozliatí do širokej nivy náhle klesá. Podľa objemu preryžovaného materiálu a obsahu zlatiniek v zanechaných, ryžovaním nedotknutých náplavoch, sa tu mohlo vyťažiť do 5 kg zlata.

Opis minerálov

Arzenopyrit sa zistil len vo vzorke mylonitizovaného granitoidu z Krivánskych baní, v ktorej na plochách foliácie spolu s pyritom vytvára impregnácie idiomorfných zŕn veľkých do 0,5 mm (obr 6A). Miestami kataklázované úlomky arzenopyritu tmelí antimonit.

Pyrit je prevládajúcim rudným minerálom v kremennej žilovine na všetkých výskytoch v krivánskej oblasti. Tvorí až niekoľko cm veľké hniezda, žilky (obr. 5B), ale hojnejšie sa vyskytuje v podobe impregnácií idiomorfných

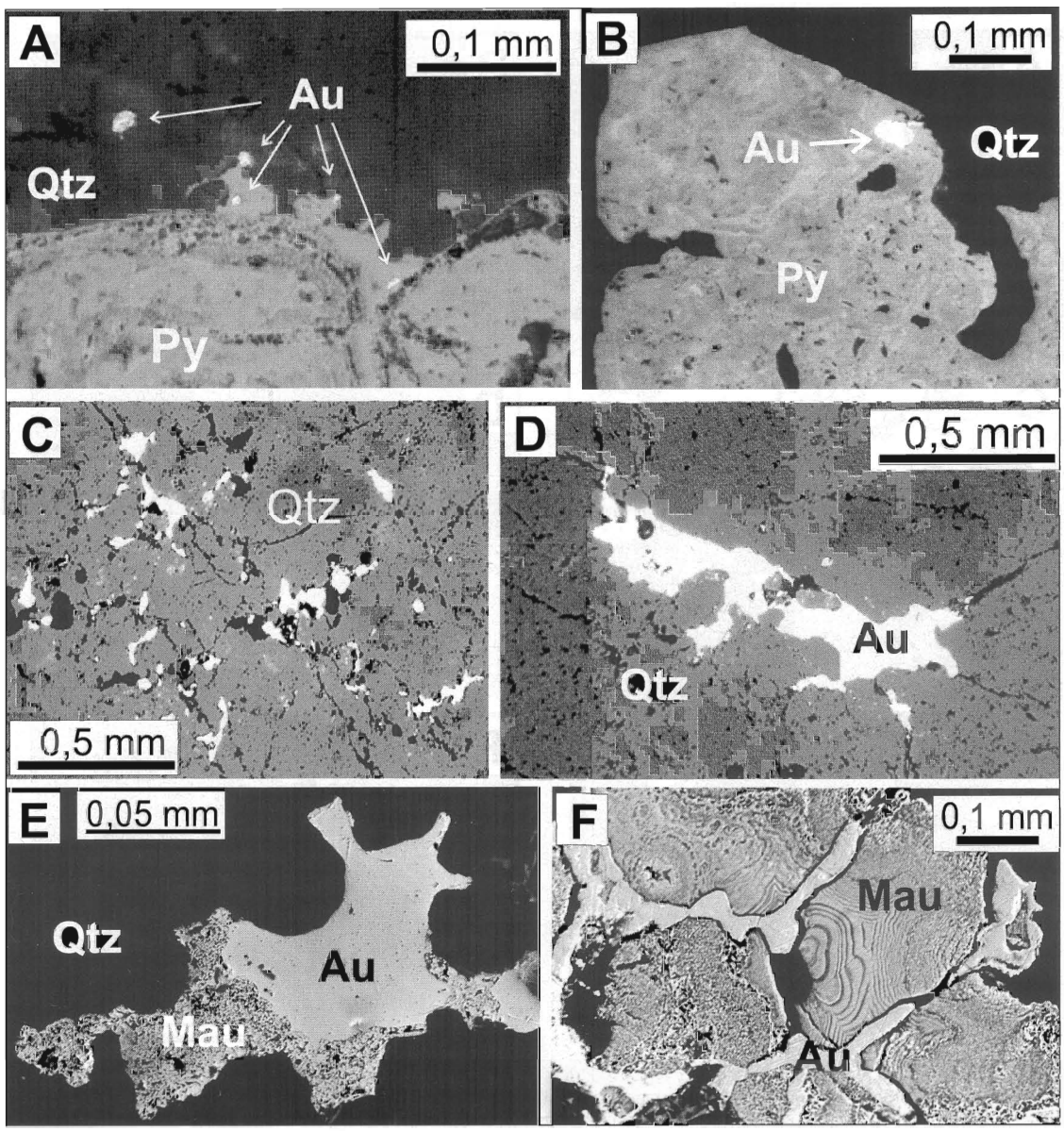


Obr. 6. A – pyrit (Py) a arzenopyrit (Asp) vo výplni fraktúr v mylonite, Krivánske bane, **B** – jemnozrnný, pravdepodobne remobilizovaný antimonit (Stb) a pyrit (Py) na plochách metamorfnej foliácie mylonitu, Krivánske bane, **C** – fragmenty zlatonosného kremeňa (Qtz) zatláčané sfaleritom (Sph) a antimonitom (Stb), Krivánske bane, **D** – inklúzie Sb (Ant) v medzizrnných priestoroch antimonitu (Stb), Krivánske bane, **E** – Ag tetraedrit (Td) zatláčaný bournonitom (Bou) v kremeni (Qtz), Krivánske bane, **F** – impregnácie tetraedritu (Td) a chalkopyritu (Ccp) v staršom zlatonosnom kremeni (Qtz), štôlňa Martina, Banský žľab.

Fig. 6. A – pyrite (Py) and arsenopyrite (Asp) in filling of fractures of mylonite, Krivánske bane, **B** – fine-grained, probably remobilized stibnite (Stb) and pyrite (Py) in mylonite, Krivánske bane, **C** – fragments of gold-bearing quartz (Qtz) replaced by sphalerite (Sph) and stibnite (Stb), Krivánske bane, **D** – inclusions of antimony (Ant) in the intergranular spaces of stibnite (Stb), Krivánske bane, **E** – Ag tetrahedrite (Td) replaced by bournonite (Bou) in quartz (Qtz), Krivánske bane, **F** – impregnations of tetrahedrite (Td) and chalcopyrite (Ccp) in older gold-bearing quartz (Qtz), Martina adit, Banský žľab.

kryštálov v kremeni veľkých do 5 mm. Na trhliny v kataklázovaných zrnách pyritu v žilách v Banskom žľabe sa viažu zriedkavé drobné izometrické zlatinky. Niekoľkonásobne viac inklúzií zlata je v limonitizovaných agregátoch pyritu. Kataklázované zrná sa vyskytujú aj v asociácii s arzenopyritom na plochách foliácie v mylonitizovaných granitoidoch (obr. 6A). Podľa paragenetických vzťahov možno opísaný pyrit považovať za pyrit I. Mladší pyrit II sa vyskytuje v asociácii s antimonitom v podobe idiomorfných kryštálov veľkých niekoľko desatín mm (obr 6B). Najmladší pyrit III sa zistil vedno s chalkopyritom a tetraedritom v Banskom žľabe.

Zlato je na výskytoch v oblasti Kriváňa spolu s pyritom najčastejším rudným minerálom Zistilo sa na všetkých bansky sledovaných výskytoch Väčšina zlatiniek je rozptýlená v kremeni v podobe hrudkovitých a kríčkovitých agregátov. Veľmi často možno pozorovať koncentráciu zlatiniek okolo drobných trhlín v kremeni, pričom mnohé z nich sa viažu priamo na trhliny Väčšina zlata (až 47 %) sa koncentruje vo frakcii pod 0,05 mm. Vo frakcii nad



Obr. 7. A, B – inklúzie zlata (Au) v limonitizovanom pyrite (Py) a kremeni (Qtz), štôlňa Barbora, Kriváňský hrb, **C** – bohaté impregnácie jemnozrnného zlata (Au) v kremeni (Qtz), Kriváňske bane, **D** – zlato (Au) v kremeni (Qtz), Kriváňske bane, **E** – zlato (Au) zatláčané horčicovým zlatom (Mau) v kremeni (Qtz), Kriváňske bane, **F** – „horčicové zlato" (Mau) prenikané žilkami nízkorýdzeho zlata (Au), Kriváňske bane.

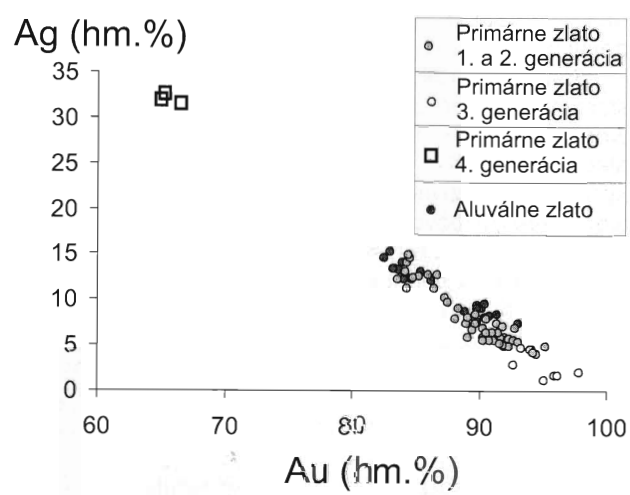
Fig. 7. A, B – inclusions of gold (Au) in limonitized pyrite (Py) and quartz (Qtz), Barbora adit, Kriváňský hrb, **C** – rich accumulation of fine-grained gold (Au) in quartz (Qtz), Kriváňske bane, **D** – gold (Au) in quartz (Qtz), Kriváňske bane, **E** – gold (Au) replaced by mustard gold (Mau) in quartz (Qtz), Kriváňske bane, **F** – „mustard gold" (Mau) penetrated by veinlets of low fineness gold (Au), Kriváňske bane.

Tab. 2
Bodové elektrónové mikroanalýzy zlata z Kriváňa v hmot. %
Electron microprobe analyses of gold in wt. %

	Au	Ag	Hg	Sb	Bi	Cu	Σ
1	66,39	31,58	n.a.	0,24	n. a.	0	98,23
2	65,01	32,47	n.a.	0,22	n. a.	0,01	97,77
3	65,41	32,49	n.a.	0,06	n. a.	0,01	98,00
4	85,96	12,79	0,91	0,08	0	0,17	99,90
5	84,24	12,95	0,68	0,13	0	0,14	98,15
6	84,34	14,01	0,48	0,01	0	0,03	98,88
7	84,57	14,64	0,71	0,15	0	0,20	100,26
8	84,17	13,13	0,85	0,05	0	0,10	98,30
9	84,49	14,83	0,88	0,05	0	0,14	100,40
10	91,25	5,93	1,22	0,18	0	0,09	99,38
12	87,33	10,16	1,47	0,16	1,35	0,07	100,55
13	87,57	9,78	1,92	0,04	0	0,08	99,40
14	84,28	11,18	1,74	0,06	1,18	0,18	98,62
15	91,19	5,59	0,80	0,29	0,79	0,01	98,68
16	91,47	6,44	0,83	0,33	0,89	0,02	99,98
17	90,25	5,83	1,09	0,45	2,01	0,12	99,75
18	91,65	5,15	1,17	0,16	0	0,07	98,19
19	94,15	4,46	0,58	0,12	0,23	0,36	99,89
20	94,46	4,04	0,56	0,11	0,21	0,26	99,65
21	95,16	4,79	0,48	0,14	0,27	0,27	101,11
22	88,99	7,41	0,75	0,47	0,17	0,56	98,34
23	89,51	6,76	0,72	0,44	0,16	0,40	97,99
24	93,99	4,56	0,79	0,00	0,32	0,25	99,91
25	94,31	4,13	0,76	0,00	0,30	0,18	99,68
26	91,85	7,03	0,84	0,14	0,16	0,14	100,15
27	92,77	6,80	0,76	0,07	0,27	0,00	100,66
28	89,14	8,08	0,81	0,29	0,22	0,72	99,26
29	89,70	7,38	0,78	0,27	0,21	0,52	98,86
30	86,46	11,16	0,91	0,06	0	0	98,58
31	85,27	12,59	0,76	0,01	0	0	98,63
32	86,70	12,67	0,95	0,07	0	0	100,38
33	84,81	12,41	1,03	0,15	0	0,34	98,73
34	98,40	7,30	1,10	0,02	0	0,35	98,16
35	90,24	6,93	1,03	0	0	0,13	98,33
36	89,71	8,36	1,15	0,02	0	0,5	99,74
37	90,58	7,95	1,07	0	0	0,19	99,79
38	92,28	4,48	1,40	0	1,06	0,08	99,61
39	92,64	5,52	1,46	0	1,18	0,12	100,93
40	91,88	5,08	1,45	0,33	1,06	0,08	99,88
41	91,79	5,72	1,87	0	0,83	0,18	100,39
42	92,18	5,58	1,72	0,39	0	0,19	100,07
43	89,08	5,92	1,67	0,23	1,05	0,19	98,14
44	92,00	4,90	1,28	0,15	0,87	0,09	99,29
45	92,35	5,65	1,34	0,17	0,97	0,13	100,91
46	91,42	7,41	1,06	0,16	1,01	0	101,06
47	91,34	7,32	1,14	0,24	0,78	0	100,83
48	89,83	7,60	1,22	0,22	1,29	0,06	100,22
49	88,15	7,88	1,41	0,38	1,18	0,04	99,04
50	88,43	9,02	1,47	0,42	1,31	0,06	100,71
51	90,76	5,51	1,58	0,17	0,79	0,06	98,87
52	90,98	6,34	1,65	0,19	0,88	0,09	100,14
53	93,10	5,34	1,20	0,29	0,86	0,03	100,81
54	90,28	5,53	1,61	0,34	0,90	0,09	98,75
55	90,49	7,41	1,06	0,16	1,01	0	101,06
56	90,20	9,05	1,00	0,31	0,16	0,28	101,00
57	89,51	7,62	1,23	0,12	0,14	0,00	98,62
58	90,82	8,27	0,96	0,29	0,15	0,20	100,69
59	89,79	9,42	1,41	0,11	0,10	0,13	100,96
60	90,42	9,61	1,36	0,11	0,09	0,09	100,68
61	89,84	8,97	1,58	0,00	0,14	0,08	100,43
62	90,44	8,03	1,52	0,00	0,13	0,06	100,17
63	91,35	8,37	1,29	0,11	0,17	0,00	101,29
64	8,25	9,61	1,10	0,03	0,10	0,03	99,11
65	88,89	8,78	1,06	0,03	0,09	0,02	98,88
66	93,02	7,32	1,14	0,23	0,14	0,12	101,97
67	82,46	14,55	1,24	0,00	0,11	0,18	98,53
68	83,39	13,43	1,20	0,00	0,10	0,13	98,24
69	83,76	13,26	1,22	0,29	0,21	0,14	98,89
70	84,62	12,21	1,18	0,27	0,20	0,10	98,58
71	82,94	15,23	1,16	0,00	0,31	0,02	99,66
72	83,90	14,06	1,13	0,00	0,30	0,01	99,39
73	83,22	13,35	1,19	0,22	0,20	0,28	98,45
74	84,08	12,30	1,15	0,20	0,19	0,20	98,12
75	85,42	13,14	0,99	0,05	0,61	0,00	100,21
76	86,27	12,09	0,95	0,05	0,58	0,00	99,94

anal. 1–18 – Krivánske bane, 19–29 – štôlňa Barbora na Krivánskom hrbe, 30–55 – štôlňa Martina v Banskom žľabe, 56–76 – ryžoviská na Hybici
anal. 1–18 – Krivánske bane, 19–29 – Barbora adit, Krivánsky hrb, 30–55 – Martina adit, Banský žľab, 56–76 – placers in Hybica brook

0,5 mm sa zistilo len 2,5 % zlatiniek maximálne veľkých 1 až 1,5 mm (obr 7D), ale hmotnostný podiel zlatiniek väčších ako 0,5 mm z celkového množstva zlata v mineralizácii je vyše 25 %. Vačšie agregáty zlata sú z bohatých zhlukov zlatiniek (obr 7C) pospájaných tenkými 0,0X mm žilkami zlata. V pyrite vytvára 0,0X mm veľké izometrické inklúzie (obr 7A, B) rozmiestnené prevažne v trhlinách kataklázovaných idiomorfných zŕn pyritu alebo v pseudomorfózach Fe sekundárnych minerálov po pyrite Vzácne sa zlato nachádzalo aj v prekremenených mylonitizovaných granitoidoch, ale veľmi hojné je na kontakte žiliek kremeňa a horniny Priemety obsahu Au a Ag v zlatinkách z krivánskej oblasti vytvárajú štyri výrazné polia. Podľa toho, ako aj podľa paragenetických asociácií minerálov možno predpokladať štyri generácie zlata (obr. 7, 8) Zlato I. generácie s najvyššou rýdzosťou sa zistilo na Krivánskom hrbe, zlatinky nižšej rýdzosti najmä v štôlni Martina v Banskom žľabe. Na ostatných výskytoch, kde sa sulfidická mineralizácia nenašla, sa zistilo len zlato I. generácie vysokej rýdzosti Zlato I. generácie je staršie, vzniklo v závere prvého štádia (obr 7C, D, E) a jeho rýdzosť je od 941 až do 878 Obsah Ag kolíše od 4,13 do 9,02 hm % (tab. 2) Najvyššiu rýdzosť má tzv *mustard gold* „horčicové zlato" (obr 7E, F) Podľa sukcesných vzťahov sa vyčlenilo ako zlato II. generácie a jeho rýdzosť dosahuje až 980. Vzniklo pravdepodobne rozpadom nestabilnej fázy podobnej aurostibitu a tvorí niekoľko textúrnych typov s nerovnakou pórovitosťou. Zlato III generácie je mladšie a jeho výskyt v Krivánskych baniach a v Banskom žľabe pozitívne koreluje s výskytom Cu, Sb, Pb a Ag sulfidickej mineralizácie. Rýdzosť zlata III. generácie sa pohybuje od 863 až do 841 a obsah Ag od 11,16 do 14,83 hm %. Iné rozdiely – okrem chemického zloženia – sa medzi generáciami zlata nezistili. Zlato najnižšej rýdzosti (IV generácie) sa zistilo v suchom šlichu z Krivánskych baní, kde v podobe žiliek preniká agregátmi „horčicového zlata" alebo tmelí jeho zrná



Obr. 8. Graf závislosti Au a Ag (hm. %) v zlate z výskytov v krivánskej oblasti.

Fig. 8. Plot of Au vs. Ag (wt. %) in gold from occurrences in the vicinity of Kriváň area.

Tab. 3
Bodové elektrónové mikroanalýzy sulfidov a sulfosolí (hmot. %) z Krivánskych baní
Electron microprobe analyses of sulphides and sulphosalts (wt. %) from Krivánske bane

	S	Fe	Cu	Ag	Sb	Pb	Bi	Σ	S	Fe	Cu	Ag	Sb	Pb	Bi
1	18,49	0,03	0,03	0,04	25,33	56,15	0,01	100,09	54,55	0,05	0,04	0,04	19,68	25,63	0,00
2	18,90	0,03	0,01	0,01	25,41	56,80	0,01	101,17	54,93	0,05	0,01	0,01	19,45	25,54	0,00
3	18,97	0,04	0,01	0,01	24,89	56,95	0,01	100,88	55,20	0,07	0,01	0,01	19,07	25,64	0,00
4	18,76	0,07	0,19	0,02	25,44	54,79	0,01	99,28	55,05	0,12	0,28	0,02	19,66	24,88	0,00
5	18,57	0,02	0,21	0,01	25,55	55,16	0,22	99,74	54,64	0,03	0,31	0,01	19,80	25,11	0,10
6	18,85	0,04	0,11	0,01	25,54	56,02	0,29	100,87	54,84	0,07	0,16	0,01	19,57	25,22	0,13
7	19,15	0,04	0,58	0,01	24,99	55,97	0,01	100,76	55,17	0,07	0,84	0,01	18,96	24,95	0,00
8	19,19	0,02	0,45	0,29	26,07	55,54	0,01	101,58	54,87	0,03	0,65	0,25	19,63	24,57	0,00
9	19,51	0,03	0,26	0,07	25,73	56,01	0,01	101,62	55,55	0,05	0,37	0,06	19,29	24,68	0,00
10	19,85	0,02	13,31	0,01	24,99	43,42	0,01	101,61	49,77	0,03	16,84	0,01	16,50	16,85	0,00
11	20,33	0,02	13,57	0,06	24,79	43,07	0,01	101,85	50,32	0,03	16,95	0,04	16,16	16,50	0,00
12	19,75	0,03	13,75	0,06	25,09	42,82	0,01	101,51	49,43	0,04	17,36	0,04	16,54	16,58	0,00
13	20,05	0,03	13,70	0,01	24,89	42,93	0,02	101,63	49,90	0,04	17,20	0,01	16,31	16,53	0,01
14	28,33	0,02	0,01	0,03	72,59	0,36	0,05	101,38	59,6	0,02	0,01	0,02	40,21	0,12	0,02
15	28,17	0,01	0,01	0,05	72,08	0,29	0,01	100,62	59,65	0,01	0,01	0,03	40,19	0,1	0
16	28,25	0,03	0,04	0,03	71,64	0,18	0,01	100,18	59,86	0,04	0,04	0,02	39,98	0,06	0
17	28,29	0,04	0,04	0,01	71,55	0,25	0,01	100,18	59,91	0,05	0,04	0,01	39,9	0,08	0
18	28,59	0,03	0,01	0,07	72,39	0,07	0,01	101,17	59,93	0,04	0,01	0,04	39,96	0,02	0
19	27,83	0,01	0,03	0,01	70,61	0,14	0,01	98,65	59,89	0,01	0,03	0,01	40,01	0,05	0
20	28,3	0,02	0,06	0,04	72,17	0,31	0,01	100,90	59,7	0,02	0,06	0,03	40,09	0,1	0
21	28,58	0,03	0,03	0,04	71,46	0,33	0,01	100,47	60,18	0,04	0,03	0,03	39,62	0,11	0
22	28,42	0,04	0,01	0,02	72,08	0,2	0,01	100,79	59,87	0,05	0,01	0,01	39,99	0,07	0
23	27,84	0,03	0,01	0,01	71,25	0,22	0,01	99,37	59,66	0,04	0,01	0,01	40,21	0,07	0
24	28,42	0,03	0,01	0,06	72,31	0,35	0,01	101,19	59,76	0,04	0,01	0,04	40,04	0,11	0
25	27,79	0,03	0,01	0,06	71,42	0,27	0,01	99,59	59,53	0,04	0,01	0,04	40,29	0,09	0
26	28,12	0,02	0,05	0,01	72,58	0,3	0,07	101,16	59,41	0,02	0,05	0,01	40,38	0,1	0,02
27	28,3	0,01	0,03	0,01	71,17	0,17	0,01	99,70	60,09	0,01	0,03	0,01	39,8	0,06	0
28	27,9	0,01	0,01	0,05	71,09	0,27	0,01	99,34	59,76	0,01	0,01	0,03	40,09	0,09	0
29	30,2	12,91	0,02	0,01	56,74	0,79	0,01	100,69	57,32	14,07	0,02	0,01	28,36	0,23	0
30	30	12,77	0,01	0,01	57,19	1,17	0,01	101,16	57,06	13,94	0,01	0,01	28,64	0,34	0
31	29,57	12,86	0,01	0,01	56,49	0,53	0,01	99,48	56,95	14,22	0,01	0,01	28,65	0,16	0
32	30,16	12,8	0,01	0,06	56,39	0,84	0,01	100,28	57,44	13,99	0,01	0,03	28,28	0,25	0
33	29,62	13,06	0,02	0,03	56,39	0,65	0,01	99,79	56,87	14,39	0,02	0,02	28,51	0,19	0
34	29,87	12,86	0,03	0,01	56,99	0,48	0,01	100,26	57,05	14,1	0,03	0,01	28,66	0,14	0
35	29,71	12,95	0,05	0,03	55,69	0,55	0,01	99,00	57,21	14,32	0,05	0,02	28,24	0,16	0

anal. 1–9 – boulangerit, 10–13 – bournonit, 14–28 – antimonit, 29–35 – berthierit
anal. 1–9 – boulangerite, 10–13 – bournonite, 14–28 – stibnite, 29–35 – berthierite

(obr. 7F). Obsah Ag v ňom je až 32,5 hm. % a obsah ďalších prvkov rovnaký ako pri ostatných generáciách.

Sfalerit sa zistil v dvoch generáciách. Sfalerit I je najstarším minerálom druhej mineralizačnej periódy. Lokálne tvorí v antimonite až vyše 1 mm veľké izometrické zrná alebo bohaté zhluky niekoľko stotín až desatín mm veľkých zŕn. Intenzívne ho zatláča antimonit a najčastejšie tvorí len relikty pôvodne väčších zhlukov (obr. 6C). Hojný bol iba v jednej vzorke a v ostatných sa vyskytuje len veľmi zriedka v podobe samostatných zŕn v antimonite veľkých 0,0X mm. Sfalerit II sa zistil v jednej vzorke z Krivánskych baní v asociácii s galenitom a s ihličkovitou sulfosoľou (pravdepodobne boulangeritom). Spolu s ostatnými rudnými minerálmi, s mladším kremeňom a karbonátom sa viaže na trhliny v staršom kremeni, kde vytvára zrná veľké do 0,5 mm.

Antimonit sa pomerne hojne vyskytuje na Krivánskych baniach, ale na ostatných výskytoch sa nezistil. Na lokalite je najčastejšie v podobe izolovaných kryštalických agregátov veľkých niekoľko cm z masívneho jemnozrnného, pravdepodobne mladšieho rekryštalizovaného antimonitu. Tvorí aj niekoľko cm veľké hniezda alebo až 5 cm hrubé žilky na okraji kremenných žíl (obr. 5C). Veľmi často tmelí úlomky staršieho kremeňa. Zistil sa i v podobe jemného filmu na plochách foliácie mylonitizovaných granitoidov. Intenzívne zatláča sfalerit I (obr. 6C), ktorý v ňom väčšinou tvorí len relikty drobných zŕn. V hrubozrnnom antimonite, v ktorom sú hojné izometrické zrná Sb, možno veľmi často vidieť aj prejavy deformácie v podobe tlakových lamiel, ojedinele aj v asociácii s berthieritom. Intenzívne podlieha zvetrávaniu a často ho úplne nahrádzajú Sb sekundárne minerály, ktoré sa identifikovali ako stibikonit a bindheimit (tab. 4). Obsah prímesí v ňom je veľmi nízky. Trocha vyšší je len obsah Pb, a to maximálne 0.36 hm. % (tab. 3).

Berthierit (tab. 3) sa zistil len v jednej vzorke z Krivánskych baní v asociácii s antimonitom, v ktorom tvorí niekoľko desatín mm veľké zhluky zŕn.

Antimón sa vyskytuje v podobe niekoľko stotín mm veľkých izometrických zŕn v hrubozrnnom antimonite v Krivánskych baniach. V jemnozrnnom rekryštalizovanom antimonite sa nezistil. Zrná aj ich zhluky sa najčastejšie

Tab: 4
Hodnota d a I práškových rtg. difrakčných záznamov stibikonitu (1) a bindheimitu (2) z Krivánskych baní a porovnanie s tabuľkovými hodnotami (Berry, ed., 1974)
X-ray powder diffraction data of stibikonite (1) and bindheimite from Krivánske bane and comparison with published data (Berry, ed., 1974)

d_{tab}	I_{tab}	d_1	I_1	d_{tab}	I_{tab}	d_2	I_2
5,93	90	5,932	100	3,01	100	3,024	100
3,09	70	3,104	75	2,61	18	2,620	36
2,96	100	2,969	96	2,40	6	2,397	5
2,57	40	2,567	27	2,04	2	2,068	6
2,36	10	2,366	38	2,01	2	2,015	4
1,74	30	1,742	16	1,85	25	1,853	37
1,57	20	1,569	13	1,58	14	1,581	29
1,55	60	1,552	31				

vyvinuli na rozhraní zŕn antimonitu (obr. 6D). Niekedy možno pozorovať inklúzie Sb aj v agregátoch antimonitu postihnutých tlakovou deformáciou, pričom Sb inklúzie rešpektujú tlakové lamelovanie antimonitu.

Tetraedrit sa zistil v dvoch minerálnych asociáciách, ktoré sa nikdy nenašli spolu v jednej vzorke. Najčastejšie je v asociácii s chalkopyritom a zlatom III. generácie v kremennej žilovine v štôlni Martina v Banskom žľabe. Vyskytuje sa len lokálne a v žilovine tvorí nepravidelné hniezda z drobných, maximálne 1 mm veľkých alotriomorfne obmedzených zŕn rozptýlených v kremeni (obr. 6F). V ďalšej minerálnej asociácii zriedka býva v podobe stotín až desatín mm veľkých zŕn vedno s bournonitom a boulangeritom v Krivánskych baniach (obr. 6E). Elektrónové mikroanalýzy tetraedritu z parageneticke asociácie s bournonitom a boulangeritom potvrdili vysoký obsah Ag (tab. 5), pohybujúci sa od 9,92 do 10,09 hm. %. Obsah tennantitovej zložky je veľmi nízky (do 0,3 hm. %) a pomer Fe/Zn približne 0,9 : 1, čo je pre Sb mineralizáciu veľmi typické.

Chalkopyrit sa pomerne hojne vyskytuje v štôlni Martina v Banskom žľabe, tvorí alotriomorfné zrná veľké desatiny mm, zhluky a impregnácie spolu s tetraedritom a pyritom III (obr. 6F).

Galenit sa zistil v jednej vzorke z Krivánskych baní, kde sa v hojnej miere vyskytuje v podobe desatín mm veľkých nepravidelných zŕn a hniezd. Vystupuje v asociácii so sfaleritom a ihlicovitou sulfosoľou (pravdepodobne boulangeritom), ktorá ho zatláča. Všetky opisované minerály vystupujúce v asociácii s galenitom sa viažu na mladší kremeň a karbonát vystupujúce v staršom kremeni.

Bournonit a *boulangerit* (tab. 3) sa identifikovali v jednej vzorke z Krivánskych baní, kde tvoria maximálne 0,5 mm veľké alotriomorfné zrná v kremeni. Zhluky drobných zŕn sa vyskytujú v hniezdach spolu s tetraedritom (obr. 6E)

Hematit sa zistil v štôlni pri Troch studničkách. Tvorí tam do 1 mm hrubé žilky a povlak s plochou do 10 cm^2 v trhlinách kremeňa a na zlomových plochách mylonitizovaných granitoidov.

Kremeň je hlavným a najhojnejším minerálom Au mineralizácie v krivánskej oblasti. Vystupuje v niekoľkých generáciách. Okrem pôvodného magmatického kremeňa možno v mineralizovaných telesách odlíšiť kremeň vzniknuvší alteráciou horniny. Tvorí prekremenené polohy hrubé od niekoľko mm do niekoľko desiatok cm v mylonitových telesách blízko kremenných žíl. V rámci parageneticých asociácií sa dá vyčleniť niekoľko generácií hydrotermálneho kremeňa. Hlavná masa kremeňa, ktorá je nositeľom Au mineralizácie, vznikla v prvom štádiu. Mladšia, pravdepodobne alpínska rekryštalizácia intenzívne postihla hlavnú masu hydrotermálneho kremeňa I. Kremeň I je lokálne úplne rekryštalizovaný, zbridličnatený a jeho vrstvy sú od seba oddelené lupeňovitými agregátmi chloritu. V takomto type kremeňa sa nevyskytujú nijaké rudné minerály. Kremenné žily okrem rekryštalizácie a plastickej deformácie postihla aj krehká deformácia, miestami veľmi intenzívna, a kremeň má podobu nesúdržnej tektonickej brekcie. V silne deštruovaných drobných drúzových dutinách kremeň vo veľmi hojnej miere tvorí nedokonale vyvinuté krátkoprizmatické kryštály. Drúzové dutiny niekedy vypĺňa antimonit, ale častejšie je kremeň tmelený antimonitom za vzniku rudných brekcií.

Kremeň II sa našiel len v jednej vzorke na okraji žilky jemnozrnného antimonitu a staršieho kremeňa I, v ktorom

Tab. 5
Bodové elektrónové mikroanalýzy tetraedritu (hmot. %) z Krivánskych baní
Electron microprobe analyses of tetrahedrite (wt. %) from Krivánske bane

	Fe	S	Cu	Sb	As	Cd	Hg	Bi	Zn	Ag	Σ
1	3,35	24,01	31,11	28,48	0,25	0,14	0,39	0,56	3,73	9,98	101,99
2	3,31	23,83	31,47	28,16	0,3	0,14	0,06	0,64	3,89	9,97	101,76
3	3,32	23,72	31,13	28,35	0,29	0,08	0,01	0,58	3,78	9,92	101,17
4	3,32	23,8	31,17	28,27	0,27	0,07	0,59	0,41	3,87	9,92	101,68
5	3,31	24,24	31,35	28,38	0,27	0,17	0,01	0,47	3,78	9,96	101,94
6	3,38	23,83	31,17	28,17	0,29	0,13	0,01	0,23	3,78	10,09	101,07
1	3,55	44,28	28,95	13,83	0,20	0,07	0,11	0,16	3,37	5,47	–
2	3,51	43,99	29,31	13,69	0,24	0,07	0,02	0,18	3,52	5,47	–
3	3,54	44,06	29,17	13,87	0,23	0,04	0,00	0,17	3,44	5,48	–
4	3,53	44,06	29,11	13,78	0,21	0,04	0,17	0,12	3,51	5,46	–
5	3,49	44,49	29,03	13,72	0,21	0,09	0,00	0,13	3,40	5,43	–
6	3,60	44,16	29,14	13,75	0,23	0,07	0,00	0,07	3,43	5,56	–

Tab. 6
Bodové elektrónové mikroanalýzy albitu (hmot. %)
Electron microprobe analyses of albite (wt. %)

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	Σ
1	68,94	19,78	0,06	0,05	11,01	0,13	99,98
2	69,87	19,96	0	0,1	10,86	0,15	100,94
3	69,27	19,59	0,05	0,08	10,91	0,04	99,94
4	69,56	19,83	0,02	0,07	10,99	0,05	100,52
5	68,75	19,32	0	0,09	11,06	0,1	99,32
6	69,37	20,01	0,02	0,06	11,17	0,06	100,68
7	68,8	19,85	0	0,04	11,75	0,1	100,54
8	69,35	19,96	0,02	0,1	11,29	0,1	100,83
9	69,08	20,19	0,02	0,06	11:12	0,08	100,55
10	69,62	20,04	0,01	0,08	11,11	0,08	100,95
11	69,39	19,54	0	0,06	11,37	0,07	100,44
12	68,96	19,69	0,03	0,05	11,54	0,04	100,31
13	69,34	20,03	0	0,06	11,35	0,07	100,85
14	68,77	19,63	0	0,08	11,3	0,08	99,87
15	68,48	19,62	0,03	0,08	11,34	0,08	99,63

anal. 1–5 – Banský žľab, 6–15 – Krivánsky hrb

anal. 1–5 – Banský žľab, 6–15 – Krivánsky hrb

tvoril žilku hrubú do 1 mm. Je nositeľom Sb mineralizácie.

III. generácia kremeňa sa zistila vo vzorke z Krivánskych baní, kde spolu s karbonátom vypĺňa drúzové dutiny kremeňa I a vytvára samostatné hniezda – žilky. Agregáty kremeňa sú veľké maximálne 1 mm a zastúpenie kremeňa v žilovine je podradné. Kremeň spolu s karbonátom je nositeľom mladšej polymetalickej mineralizácie.

Albit je lokálne veľmi hojný na väčšine výskytov Au mineralizácie krivánskej oblasti, najhojnejší v Sedle nad Priehybami, zriedkavejší v Krivánskych baniach a v Banskom žľabe. Tvorí až niekoľko cm veľké hniezda (obr. 5D), väčšinou na okraji kremenných žíl, niekedy iba mikroskopické zrná v mase jemnozrnného kremeňa, s ktorým sa zrná vzájomne prerastajú. Vo vzorkách kremeňa bohatých na albit sa rudné minerály vyskytujú zriedka a v žilovine sa zistil len pyrit. Podľa elektrónových mikroanalýz neobsahuje nijaké prímesi (tab. 6).

Turmalín sa zistil v kremeni v podobe paralelných čiernohnedých pruhov a hniezd kopírujúcich okraje kremenných žiliek. Polohy turmalínu v kremenných žilách sú z veľmi jemnozrnných kryštálov veľkých pod 0,01 mm. Sú intenzívne plasticky deformované, zvrásnené, poprehýbané a porušené sieťou mladších kremenných žiliek s pyritom.

Chlorit sa v kremennej žilovine aj v mylonitoch granitoidov na všetkých výskytoch vyskytuje v hojnej miere a tvorí niekoľko ťažko rozlíšiteľných generácií. Jeho I. generácia sa zistila v mylonitizovanej granitoidnej hornine a úplne v nej zatláča biotit. Vznikol hydrotermálnou alteráciou okolitej horniny. Za chlorit II. pokladáme niekoľko generácií chloritov, ktoré vypĺňajú pukliny v kremeni aj v okolitej hornine. Chlority II. generácie vznikali v asociácii s generáciami rekryštalizovaného kremeňa. Podľa výstupu chloritov II. možno predpokladať, že pravdepodobne vznikli ako produkt mladých alpínskych tektonometamorfných procesov, ktoré niekoľkonásobne postihli mylonitové zóny s Au mineralizáciou v krivánskej oblasti. Podľa bodových elektrónových mikroanalýz ide o klinochlór (tab. 7).

Tab. 7
Bodové elektrónové mikroanalýzy chloritu zo zlatonosnej kremennej žiloviny z Banského žľabu (hmot. %)
Electron microprobe analyses of chlorite from gold-bearing quartz veins of Banský žľab (wt. %)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	MnO	FeO	H_2O	Σ
26,60	0,00	20,09	14,51	0,07	0,45	26,26	11,37	99,39
26,12	0,00	20,14	12,46	0,11	0,57	28,74	11,23	99,40

Karbonáty sa zistili v dvoch parageneticky odlišných generáciách. Karbonát I je zriedkavý, vznikal spolu s kremeňom III, galenitom a s ďalšími sulfidmi v treťom štádiu mineralizácie. Vytvára hniezda veľké do 1 mm a výplň drúzových dutín v staršom kremeni I. Karbonát II. tvorí niekoľko cm veľké hniezda alebo krátke žilky v puklinách granitoidov porušujúcich staršiu Au mineralizáciu. Väčšinou býva jemnokryštalický a tmelí drobné úlomky okolitej horniny.

Alterácie okolitých hornín

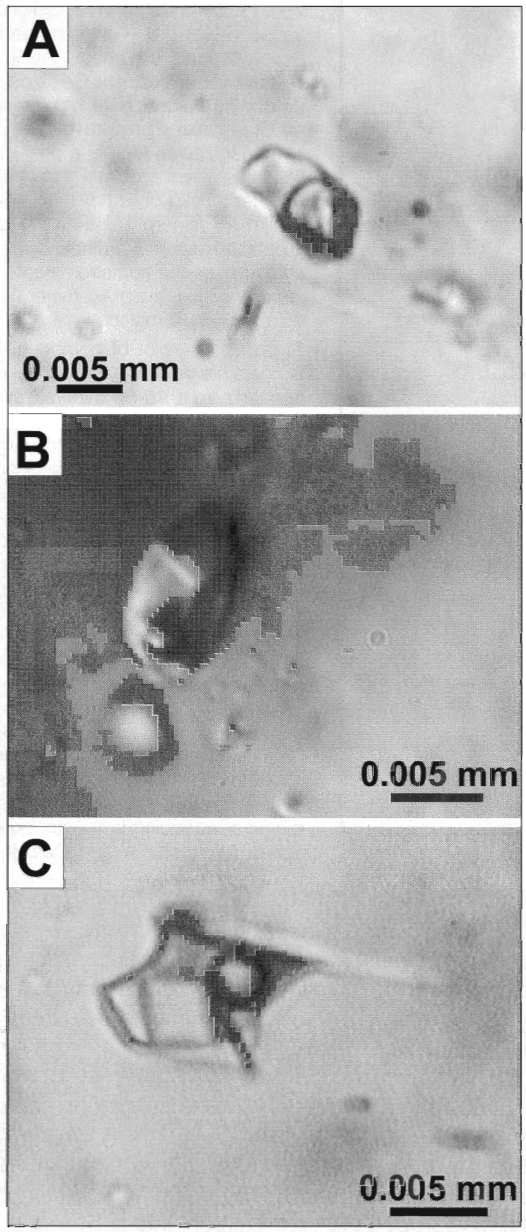
Pre značné tektonometamorfné prepracovanie nie sú výskyty Au-Sb mineralizácie v krivánskej oblasti vhodné na štúdium alterácií. Žily sú vyvinuté v niekoľkokrát omladených mylonitoch, a tak je pôvodný charakter alterácií väčšinou úplne zastretý. Bezprostredné okolie žíl tvorí silne prekremenená hornina zložená z kremeňa (okolo 90–95 obj. %), svetlej sľudy (približne 5–10 obj. %), lokálne je zastúpený chlorit a akcesoricky aj impregnácie pyritu. Svetlá sľuda tvorí lupeňovité zrná veľké až niekoľko mm a je rozptýlená v alterovanej hornine bohatej na kremeň. Vzdialenejšie zóny od kremenných žíl a väčšinou aj bezprostredné okolie tvorí mylonit granitoidov. Mylonitové telesá sa skladajú z plasticky deformovaného pôvodného magmatického kremeňa a okrem neho je v hornine bohato zastúpený aj jemnozrnný rekryštalizovaný kremeň. Z pôvodných magmatických minerálov sa v reliktoch vyskytuje aj biotit, väčšinou takmer úplne chloritizovaný. Muskovit má najčastejšie podobu fragmentov a samostatných, čiastočne rekryštalizovaných zŕn. Jemnozrnná svetlá sľuda vznikla hlavne ako produkt sericitizácie živcov. Ich relikty sa niekedy vyskytujú v pásoch sericitickej masy prebiehajúcich paralelne so žilkami a polohami rekryštalizovaného kremeňa. Ojedinele sa v agregátoch sericitizovaného živca vyskytovali aj drobné zrná karbonátov. Intenzita mylonitizácie a alterácie smerom od kremenných žíl väčšinou klesá.

Fluidné inklúzie

Fluidné inklúzie sa študovali na všetkých výskytoch Au mineralizácie na Kriváni, ale inklúzie vhodné na meranie sa zistili len v troch vzorkách z Krivánskych baní. Všetky vzorky boli zo zlatonosného kremeňa s viditeľným zlatom, v jednom prípade kremeňom prenikal aj antimonit

s mikroskopickou žilkou mladšieho kremeňa. Podľa typológie a nameraných hodnôt možno vyčleniť tieto genetické typy inklúzií:

1. Primárne trojfázové a dvojfázové (na CO_2 bohaté) inklúzie s vodným roztokom a s kvapalným alebo plynným CO_2 (obr. 9A). Boli väčšinou nepravidelné, zriedka – najmä malé – mali tvar kryštálových negatívov kremeňa a boli veľké 4–10, ojedinele až 20 μm. Teplota tavenia CO_2 (Tm_{CO2}) sa pohybuje od –56,6 až –57,3 °C (obr. 10B), čo naznačuje, že sa okrem CO_2 v tomto type inklúzií zachytilo aj malé množstvo ďalších plynov. Objem CO_2, ktorý homogenizoval na kvapalinu pri teplote od 19,6 do 28,5 °C (Th_{CO2}), sa v týchto inklúziách pohyboval od 35 až do 62 %. Teplota tavenia hydrátu CO_2 (Tm_{clat}) sa pohybuje od –8,2 až do 9,8 °C a salinita od 0,4 do 23 hm. % NaCl ekv. Teplota homogenizácie (Th_{tot}) sa pohybovala v relatívne úzkom intervale medzi 251–332 °C (obr. 10A). Podľa vypočítaných izochor tlak zachytenia fluidných inklúzií dosahuje 58 až 212 MPa. Keď sa izochorická obálka ohraničí teplotou 400 °C, ktorá sa v mineralizáciách tohto typu v Západných Karpatoch podľa analógie pokladá za vrchnú hranicu zachytenia fluidných inklúzií, horná hranica tlaku bude okolo 360 MPa (obr. 10C). *Au mineralizácia* na študovaných výskytoch vznikala z roztokov zachytených v tomto type inklúzií.

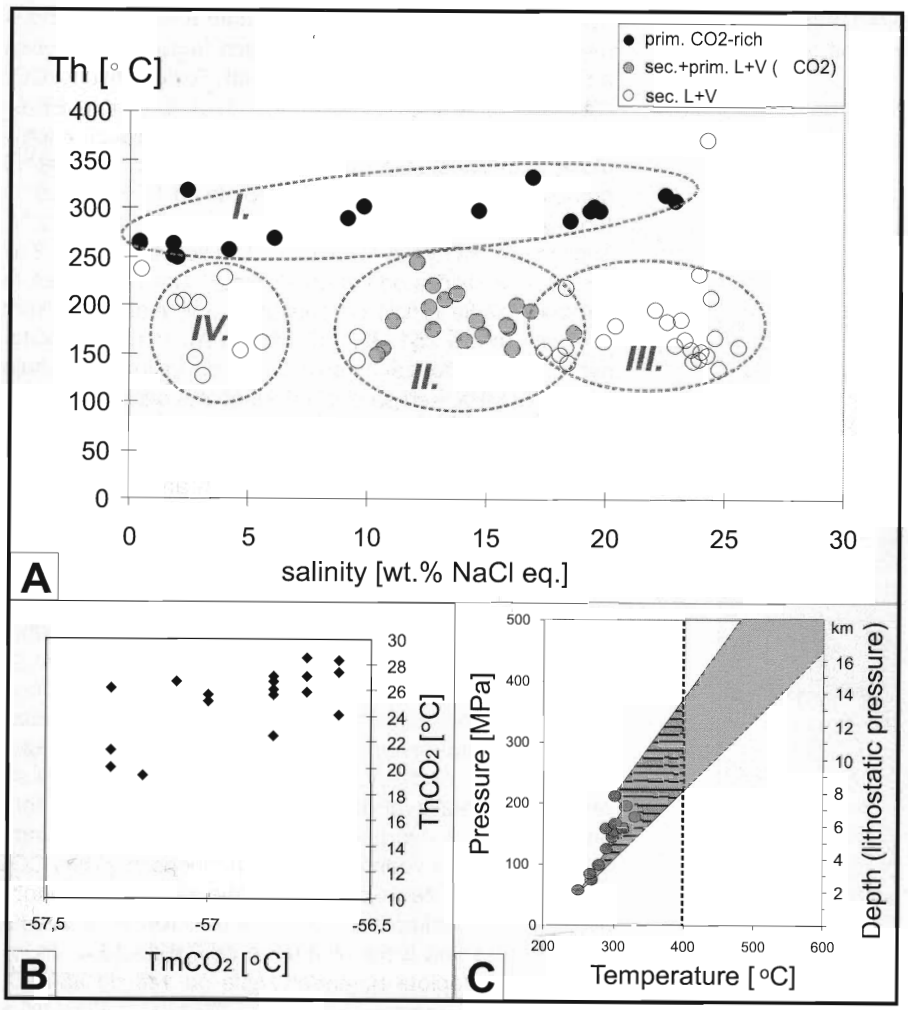


Obr. 9. A – primárna fluidná inklúzia bohatá na CO_2 v zlatonosnom kremeni (10 °C), Krivánske bane, **B** – primárna vodná inklúzia s kryštálom hydrohalitu v kremeni v asociácii s antimonitom (–25 °C), Krivánske bane, **C** – sekundárna vodná inklúzia s lupeňovitými kryštálmi bližšie neidentifikovaného minerálu (chlorit?) v zlatonosnom kremeni (10 °C), Krivánske bane.

Fig. 9. A – primary CO_2-rich fluid inclusion in gold-bearing quartz (10 °C), Krivánske bane, **B** – primary aqueous inclusion with crystal of hydrohalite in quartz associated with stibnite (–25 °C), Krivánske bane, **C** – secondary aqueous inclusion with crystals of unknown mineral (chlorite?) in gold-bearing quartz (10 °C), Krivánske bane.

2. Dvojfázové primárne alebo sekundárne vodné inklúzie so stopami CO_2 (obr. 9B). Inklúzie tohto typu sú veľké 5–13 μm a väčšinou majú nepravidelný tvar. Vyskytujú sa ako primárne na leme žiliek antimonitu v zónach svetlého kremeňa II alebo väčšinou v pozícii sekundárnych inklúzií v staršom zlatonosnom kremeni. Od ostatných dvojfázových inklúzií sa odlišovali malou prímesou CO_2, ktorý sa pri meraní prejavoval dvojitým zamŕzaním a pri spätnom ohreve tavením hydrátu CO_2. Podľa podobnosti salinity so sekundárnymi vodnými inklúziami neobsahujúcimi CO_2 predpokladáme, že sa pravdepodobne zachytili pri podobných pT podmienkach, a preto ich v obr. 10A vyčleňujeme spoločne. Salinita týchto inklúzií je od 9,6 do 18,3 hm. % NaCl ekv. a teplota homogenizácie od 148 do 250 °C, pričom väčšina homogenizovala pri 170–220 °C. Eutektická teplota –23 a –27 °C naznačuje, že vodný roztok okrem NaCl obsahuje aj iné soli. Najpravdepodobnejšie ide o systém H_2O-NaCl-KCl. V troch prípadoch sa opakovaným vymrazovaním a po ňom zohrievaním podarilo v inklúziách vypestovať žltozelený tabuľkovitý kryštál s kosoštvorcovým prierezom – hydrohalit (obr. 9B). Pri zohrievaní inklúzií sa kryštály metastabilne tavili pri teplote od 10,2 až do 23,8 °C. Tieto inklúzie sa vyskytovali v bezprostrednej blízkosti žilky antimonitu v primárnej pozícii, čo znamená, že *Sb mineralizácia* vznikala z roztokov zachytených v tomto type inklúzií.

3. Sekundárne dvojfázové vodné inklúzie mali nepravidelný, prevažne plochý tvar a boli veľké 6–13 μm. Lokálne sa v nich dosť často pozorovali aj lupeňovité kryštály so zelenkastým nádychom, ktoré sa pri zmrazovaní ani pri zohrievaní nemenili (obr. 9C). Pravdepodobne ide o kryštály chloritu, ktorý je v hojnom množstve rozptýlený aj v kremeni. Salinita týchto inklúzií je 22,1 až 28,6 hm. % NaCl ekv. Vysoká salinita, a hlavne veľmi nízka eutektická teplota (–52, –53 a –59 °C) naznačujú, že v systéme H_2O-NaCl je aj $CaCl_2$ alebo ďalšie soli. Homogenizačná teplota tohto typu inklúzií sa pohybovala od 135 do 232 °C, prevažne okolo 150 °C. Na základe týchto údajov možno predpokladať, že roztoky zachytené v tomto



Obr. 10. A – diagram závislosti homogenizačnej teploty a salinity fluidných inklúzií v kremeni z Au-Sb mineralizácie na Kriváni (I – primárne inklúzie bohaté na CO_2, II – primárne vodné inklúzie so stopami CO_2 v kremeni v asociácii s antimonitom a sekundárne vodné inklúzie so stopami CO_2, III a IV – sekundárne vodné inklúzie), **B** – diagram závislosti teploty topenia a homogenizácie CO_2 vo fluidných inklúziách, **C** – izochorická obálka fluidných inklúzií bohatých na CO_2. Krúžky predstavujú závislosť homogenizačnej teploty a príslušného tlaku a šrafovaná oblasť grafu znázorňuje teoretickú oblasť p/T podmienok vzniku Au mineralizácie na výskytoch v oblasti Kriváňa ohraničenú arzenopyritovým geotermometrom podľa analógie s výskytmi Sb-Au mineralizácie v Západných Karpatoch.

Fig. 10. A – plot of homogenization temperature vs. salinity of fluid inclusions in quartz from Au-Sb mineralization in Kriváň (I – primary CO_2-rich inclusions, II – primary aqueous inclusions with traces of CO_2 in quartz in association of stibnite and secondary aqueous inclusions with traces of CO_2, III and IV – secondary aqueous inclusions), **B** – plot of melting temperature vs. homogenization temperature of CO_2 in fluid inclusions, **C** – isochoric envelopes for the CO_2-rich fluid inclusions hosted in gold-bearing quartz. Homogenization temperatures and corresponding pressures are shown by grey circles. The crossed area represents assumed PT conditions of origin of the Au mineralization in the Kriváň area. The upper limit represents temperature of the arsenopyrite geothermometer according to the analogy with Sb-Au deposits in Western Carpathians.

type inklúzií sú zodpovedné za vznik *polymetalickej Cu, Sb, Pb, Ag, Zn mineralizácie.*

4. Sekundárne dvojfázové vodné inklúzie sa makroskopicky veľmi podobali inklúziám III. generácie, no odlišovali sa hlavne hodnotami meraní, najmä salinitou, pohybujúcou sa od 0,5 do 5,6 hm. % NaCl ekv. Úplná homogenizácia nastávala pri širokom intervale teploty od 126 do 237 °C. Ich vzťah k mineralizáciám opísaným na študovaných výskytoch sa nedá presnejšie charakterizovať.

5. Jednofázové vodné inklúzie sa bližšie neštudovali. Vyskytovali sa v sekundárnej pozícii a boli veľké maximálne okolo 5 μm.

Diskusia

Porovnaním výskytov Sb-Au mineralizácie v západokarpatskom tatriku možno vyčleniť tri ložiskové typy (Bakos et al., 2002b). Au mineralizácia na Kriváni spolu s ložiskom Pezinok-Staré Mesto a Harmanec patrí medzi ložiská typu Qtz-Au, ktoré sú typické výskytom kremenných žíl s viditeľným zlatom, relatívne nízkym obsahom sulfidov a takmer úplnou absenciou antimonitovej mineralizácie.

Podobné minerálne asociácie ako na Kriváni sa zistili aj na ložisku Pezinok-Staré Mesto. Charakteristický je aj vysoký obsah Ag v tetraedritoch z opisovaných lokalít, ktorý sa v štruktúre izomorfne zastupuje s Cu. Na ložisku Pezinok-Staré Mesto sa v tetraedrite zistilo 5 až 7 hm. % Ag (Bakos et al., 2002a), na Kriváni okolo 9–10 hm. %, kým v ložiskách Sb-Au mineralizácie s vysokým podielom Sb sulfidov a sulfosolí najviac 2,5 hm. % (Chovan et al., 1995a; Chovan et al., 1998; Majzlan a Chovan, 1997; Majzlan et al., 1998; Bakos et al., 2000, a i.). Výnimkou je ložisko Dve Vody v Nízkych Tatrách, kde je Sb-Au, sideritová aj polymetalická mineralizácia naložená na blízkych štruktúrach a obsah Ag v tetraedrite okolo 4–5 hm. % (Majzlan et al., 2002). Z toho vyplýva, že sa v Sb-Au ložiskách tatrika vyskytujú dva typy tetraedritu. Prvý vystupuje v asociácii s Sb-Cu (Pb, Bi) sulfidmi a sulfosoľami, druhý v paragenéze s Pb-Zn sulfidmi a Pb sulfosoľami. Výskyt tetraedritu výrazne obohateného o Ag v Au mineralizáciách krivánskeho typu a typu Pezinok-Staré Mesto možno vysvetliť lokálnym výstupom naloženej polymetalickej Pb-Zn mineralizácie, pre ktorú je podľa novšieho výskumu ložiska Jasenie-Soviansko, Čavoj,

Pezinok-Baba typický výskyt Ag tetraedritu až freibergitu (Luptáková a Pršek, 2004; Mikuš et al., 2003). V ložiskách chudobných na Sb-Pb-Cu sulfidy, kde väzba Ag v sulfidoch v podobe prímesí nie je možná, môžu vznikať samostatné Ag sulfidy a sulfosoli. S tým súvisí aj vznik zlata nízkej rýdzosti (Bakos et al., 2002b).

So značným časovým odstupom po vzniku Au mineralizácie na Kriváni vznikli kalcitové a hematitové žilky, ktoré s opisovanou Au mineralizáciou geneticky nesúvisia. Ide pravdepodobne o kalcit z najmladšej etapy kremenno-karbonátovej (± Cu sulfidickej) mineralizácie známej z mnohých výskytov v Tatrách, podobne ako o hematit zo samostatnej hematitovej mineralizácie. Výskyty podobnej hematitovej a kremenno-karbonátovej mineralizácie sú známe aj z kryštalinika Ďumbierskych Tatier (Chovan et al., 1996). Je to mineralizácia vyskytujúca sa aj v horninách mezozoika, ktorých vznik súvisí s mladoalpínskymi metalogenetickými procesmi.

Najproblematickejšou a najdiskutovanejšou otázkou Sb-Au mineralizácie v Západných Karpatoch je pôvod a vek. Údaje z fluidných inklúzií zlatonosného kremeňa Sb-Au mineralizácií v Západných Karpatoch sú známe len z dvoch ložísk a neúplné aj z ložiska Pezinok-Staré Mesto (Bakos et al., 2002a). Kremeň v asociácii s arzenopyritom a pyritom v ložisku Dúbrava kryštalizoval z nízkosalinných vodných roztokov bohatých na CO_2 pri teplote 315–355 °C. Arzenopyritovým termometrom sa zistila teplota kryštalizácie arzenopyritu okolo 400 °C (Chovan et al., 1995). V Mlynnej doline bola teplota kryštalizácie zlatonosného kremeňa okolo 280–310 °C a 307–353 °C a na Kriváni kryštalizoval pri minimálnej teplote 251 až 332 °C, čo podľa vypočítaných izochor minimálnej teploty kryštalizácie zodpovedá tlaku 58 až 212 MPa. Pri teplote kryštalizácie do 400 °C teoreticky pri aplikácii arzenopyritového termometra podľa analógie s inými výskytmi Au-Sb mineralizácie v tatriku Západných Karpát dosiahla horná hranica tlaku až 350 MPa. Tieto výsledky sú vo veľmi dobrej zhode s údajmi z Mlynnej doliny (Majzlan et al., 2001). Zaujímavosťou oproti ostatným študovaným západokarpatským ložiskám okrem typických nízkosalinných inklúzií bohatých na CO_2 je aj vystupovanie vysokosalinných inklúzií bohatých na CO_2. Hydrotermálne roztoky zodpovedné za vznik Sb-Au mineralizácie sa generujú pri metamorfných alebo magmatických procesoch. Roztoky metamorfného pôvodu s nízkou salinitou a s vysokým obsahom CO_2 sa uvoľňujú v prostredí fácie zelených bridlíc a amfibolitovej fácie (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2001). Magmatické roztoky majú charakteristické hodnoty izotopu C a O a často aj zvýšenú salinitu. Výskyt roztokov meteorického pôvodu alebo ich miešanie s metamorfnými a magmatickými roztokmi pri tvorbe Au mineralizácie orogenetického typu sa nezistili. Meteorická voda sa zúčastňuje pri vzniku mladších štádií, napr. pri tvorbe karbonátovo-sulfidických a baritových minerálnych paragenéz (Hurai et al., 2002). Charakter fluidných inklúzií z Kriváňa, ktoré možno spájať s Sb a s polymetalickou Cu, Sb, Pb, Ag, Zn mineralizáciou je vo veľmi dobrom súlade s identickými typmi mineralizácie ložiska Dúbrava (Chovan et al., 1995b) alebo v Mlynnej doline (Majzlan et al., 2001).

Ilavský (1980) vznik Sb-Au mineralizácie v Malých Karpatoch geneticky spája s bázickým vulkanizmom v kaledónskej epoche, kým v Nízkych Tatrách s neskorovariským granitoidným magmatizmom. Seriózny metalogenetický model vzniku Sb-Au mineralizácie v tatriku založený na modernom výskume predstavil Chovan et al. (1995b) a novšie Hurai et al. (2002). Títo autori sa prikláňajú k náhľadu o metamorfnom alebo magmatickom pôvode roztokov, z ktorých na výskytoch v tatriku kryštalizoval zlatonosný kremeň, kým mladšie Sb-Pb-Cu sulfidické paragenézy podľa nich vznikali z roztokov meteorického pôvodu alebo ich miešaním s endogénnymi fluidami. Sb-Au mineralizáciu v tatriku Západných Karpát spájajú s variským magmatizmom a/alebo metamorfózou, ale pripúšťajú, že sa pri alpínskej rejuvenizácii mohli rudné telesá rekryštalizovať. Au mineralizácia na Kriváni svojím charakterom zapadá do metalogenetickej schémy Huraia et al. (2002). Výskyt vysokosalinných fluidných inklúzií v zlatonosnom kremeni bohatých na CO_2 na Kriváni naznačuje aj možnú spätosť s neskorovariským magmatizmom. Priamy dôkaz o veku Sb-Au mineralizácie v tatriku Západných Karpát sa doteraz ešte nepublikoval. Väčšinu antimonitu na Kriváni možno považovať aj za produkt alpínskej rekryštalizácie podobne ako aj novo sa tvoriace kremenné žily.

Zaujímavá je neprítomnosť kremenno-karbonátovej (± Cu sulfidickej) mineralizácie (okrem kalcitových žiliek) v masíve Kriváňa a naopak neprítomnosť Sb-Au mineralizácie v ostatnej časti kryštalinika Tatier. Nenašli sa tu ani pseudotachylity. Vysvetlenie možno hľadať v rozdielnej výškovej úrovni jednotlivých blokov a v hĺbke erózneho zrezu. Okrem toho na Kriváni nie sú vhodné štruktúry, v akých vznikala kremenno-karbonátová (± Cu sulfidická) mineralizácia v ostatnej časti Vysokých Tatier. Aj keď tektonické zóny, v ktorých je založené Sedlo nad Priehybami a Daxnerovo sedlo, sú približne rovnakého smeru ako tektonické zóny s kremenno-karbonátovou (± Cu sulfidickou) mineralizáciou, majú iba charakter mohutnejších zlomov.

Sb-Au mineralizácia vznikala vo veľmi odlišnej hĺbke: arzenopyrit s pyritom a zlatom vo väčšej (okolo 10 km aj viac), mladšie asociácie s Sb sulfidmi po zdvihu v menšej (5–8 km; Groves et al., 1998). Zlatonosné kremenné žily na Kriváni vznikli v hĺbke najmenej 5–8 km. Blok masívu Kriváňa sa pri zdvihu Tatier v tesnej blízkosti zlomu Kôprovej doliny pravdepodobne dvíhal rýchlejšie a nadložie odstránila korózia.

Záver

Prvý raz mineralogicky spracované výskyty kriváňskej oblasti zložením, paragenézou a povahou fluidných inklúzií sú typickou Au-Sb mineralizáciou, aká sa už opísala z mnohých lokalít západokarpatského tatrika. Mineralogickou raritou je prvý nález „horčicového zlata" *(mustard gold)* v Západných Karpatoch.

Poďakovanie. Práca bola financovaná z projektu MŽP SR 0503 Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky a grantu Prírodovedeckej fakulty UK 17/1999, 9/2000. Za elektrónovú mikroanalýzu ďakujeme Dr. J. Pršekovi a Dr. M. Ondrejkovi a za pomoc pri interpretácii výsledkov štúdia fluidných inklúzií Dr. P. Koděrovi.

Literatúra

ANDRUSOV, D., KOVÁČIK, J., KLINEC, J. & KOŠŤÁLIK, J., 1955: Ročná správa o geologickom výskume Vysokých Tatier *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

BAKOS, F , CHOVAN, M. & MICHÁLEK, J., 2000: Minerálne zloženie hydrotermálnej Sb, Cu, Pb, Zn, As mineralizácie na SV od Magurky v Nízkych Tatrách. *Mineralia Slov., 5, 497–506.*

BAKOS, F., CHOVAN, M. & ANDRÁŠ, P., 2002a: Gold mineralization in the Tatric tectonic unit (Western Carpathians). *Geol. Carpath., Spec. issue, 53, 89–91.*

BAKOS, F., PRŠEK, J. & TUČEK, P., 2002b: Variscan granitoid hosted hydrothermal gold deposit Pezinok-Staré Mesto (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians): Mineralogy, paragenesis, fluid inclusions study. *Slov. geol. mag., 8, 37–47.*

BAUMGART-KOTARBA, M. & KRÁL, J., 2002: Young tectonic uplift of the Tatra Mts. (Fission track data and geomorphological arguments). *CBGA Congress – CD, Bratislava.*

BERRY, G. L., ed., 1974: Selected powder diffraction data for minerals (JCPDS). *Published by the Joint comittee on powder diffraction standards. Philadelphia, Pa.*

BODNAR, R., 1993: Revised eqation and table for determing the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions. *Geochim. cosmochim. Acta, 57, 683–684.*

BOHUŠ, I., 1963: Náčrt dejín tatranských baní a hút. *Nové obzory, 5, 72–94.*

BOWERS, T S. & HELGESON, H. V., 1983: Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geological systems: Equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. cosmochim. Acta, 47, 1247–1275.*

DARLING, R. S., 1991: An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H_2O-CO_2-NaCl fluid inclusions: Implications for P-T isochore location. *Geochim. cosmochim. Acta, 55, 3869–3871.*

GOLDFARB, R. J., GROVES, D. I. & GARDOLL, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. Ore Geology Reviews, 18, 1–75.

GOREK, A., 1959: Poznámky k zrudneniu vo vysokotatranskom granitoidnom masíve. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 12, 5–12.*

GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S. G. & ROBERT, F., 1998: Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews, 13, 7–29.*

HURAI, V., CHOVAN, M., KRÁL, J., LEXA, J. & PROCHASKA, W., 2002: Origin of sulphide-bearing hydrothermal deposits hosted by Variscan basement of the Western Carpathians in light of new fluid inclusion, stable isotope and geochronological data. *Geol. Carpath., 53, 96–97.*

CHOVAN, M., PÓČ, I., JANCSY, P., MAJZLAN, J. & KRIŠTÍN, J., 1995a: Sb-Au (As, Pb) mineralizácia ložiska Magurka, Nízke Tatry *Mineralia Slov., 6, 397–406.*

CHOVAN, M., HURAI, V., SACHAN, H. K. & KANTOR, J., 1995b: Origin of the fluids associated with granodiorite hosted, Sb-As-Au-W mineralization at Dúbrava (Nízke Tatry Mts., Western Carpathians). *Mineralium Depos., 30, 48–54.*

CHOVAN, M., SLAVKAY, M. & MICHÁLEK, J., 1996: Ore mineralizations of the Ďumbierske Tatry Mts., Western Carpathians. *Geol. Carpath., 47, 371–382.*

CHOVAN, M., MAJZLAN, J., RAGAN, M., SIMAN, P & KRIŠTÍN, J., 1998: Pb-Sb and Pb-Sb-Bi sulphosalts and associated sulphides from Dúbrava antimony deposit, Nízke Tatry Mts. *Acta geol. Univ. Comen., 53, 37–49.*

JANÁK, M., 1994. Variscan uplift of the crystaline basement, Tatra Mts., Central Western Carpathians: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe dating of biotite and P-T-t paths. *Geol. Carpath., 45, 293–300.*

KOHÚT, M. & JANÁK, M., 1994: Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: Field relations and petrogenetic implications. *Geol. Carpath., 45, 301–311.*

KONEČNÝ, S., PECHO, J. & PETRO, M., 1971 Metalogenetická mapa list Vysoké Tatry (M-34-XXVII). *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 156.*

KOVÁČ, M., KRÁL, J., MÁRTON, E., PLAŠIENKA, D. & UHER, P , 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians, geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath., 45, 83–96.*

KOVÁČIK, J., 1954: Rudné výskyty vo východnej časti Vysokých Tatier *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1–4, 98–106.*

KRÁL, J., 1977: Fission track ages of apatite from some granitoid rocks in Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 269–276.*

KUBÍNY, J. & BERGFEST, A., 1957: Liptovské Tatry „Hole", Sb, Cu rudy. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 8.*

LUDHOVÁ, L. & JANÁK, M., 1999: Phase relations and P-T path of cordierite-bearing migmatites, Western Tatra Mts.. Western Carpathians. *Geol. Carpath., 50, 283–293.*

LUPTÁKOVÁ, J. & PRŠEK, J., 2004. Sulfosoli z Pb-Zn mineralizácie na ložisku Jasenie-Soviansko (Nízke Tatry). *Mineralia Slov., 3–4, 286–290.*

MAJZLAN, J. & CHOVAN, M., 1997 Hydrotermálna mineralizácia v Mlynnej doline, Nízke Tatry. *Mineralia Slov., 2, 149–158.*

MAJZLAN, J., CHOVAN, M & MICHÁLEK, J., 1998: Rudné výskyty na Rišianke a Malom Železnom – minerálne zloženie a paragenéza. *Mineralia Slov., 1, 52–59.*

MAJZLAN, J., HURAI, V & CHOVAN, M., 2001 Fluid inclusion study on hydrothermal As-Au-Sb-Cu-Pb-Zn veins in the Mlynná dolina valley (Western Carpathians. Slovakia) *Geol. Carpath., 52, 277–286.*

MAJZLAN, J., CHOVAN, M. & MICHÁLEK, J., 2002: Mineral and chemical composition of the ores at the Dve Vody Sb-Au deposit, Western Carpathians. *Slov. geol. mag., 8, 21–36.*

MIKUŠ, T., CHOVAN, M., PRŠEK, J. & ŠLEPECKÝ, T., 2003: Hydrothermal siderite–basemetals vein mineralization in the vicinity of Čavoj, Suchý Mts. *Slov. geol. mag., 9, 4, 207–216.*

NEMČOK, J., BEZÁK, V., JANÁK, M., KAHAN, Š., RYKA, W., KOHÚT, M., LEHOTSKÝ, I., WIECZOREK, J., ZELMAN, J., MELLO, J., HALOUZKA, R., RACZKOWSKI, W & REICHWALDER, P., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier *Bratislava, GÚDŠ, 136.*

POLLER, U., TODT, W., JANÁK, M. & KOHÚT, M., 1999: The geodynamic evolution of Tatra Mountains constrained by new U-Pb single zircon data on orthogneisses, migmatites and granitoids. *Geol. Carpath., 50, 129–131.*

PULEC, M., BEZÁK, V & VRÁNA, K., 1989: Regionálna mapa ložísk a prognóz rudných nerastných surovín kryštalinika Liptovských a Vysokých Tatier v mierke 1 50 000. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 52.*

SLÁVIK, J., ed., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. *Bratislava, SVTL, 510.*

SZAFLARSKI, J., 1972: Poznanie Tatr (Szkice z rozwoju wiedzy o Tatrach do polowy XIX wieku). *Warszawa, Wydawnictvo Sport i Turistika, 547.*

Rukopis doručený 25. 4. 2005
Revidovaná verzia doručená 4. 10. 2005
Rukopis akceptovaný 21 2. 2006

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 99–108

Supergénna Au mineralizácia v Katarínskej Hute (Slovenské rudohorie, veporikum)

ŠTEFAN FERENC[1], FRANTIŠEK BAKOS[2] a JANA VAVROVÁ[1]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica, ferenc@gssrbb.sk
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, bakos@gssr.sk

Supergene Au-mineralization in Katarínska Huta (Slovak Ore Mts., Veporic Unit)

Mentioned locality represents the largest mined deposit of supergene gold in crystalline basement of Western Carpathians. Supergene Au-mineralization in the vicinity of Katarínska Huta is controlled by NE–SW shear zones cut by NW–SE faults. Mineralized bodies, located in argillized mica-shists, form 0.2–20 m thick and 20–70 m long zones. Supergene alteration range along the subparallel faults to 3–15 m depth in the recent geological surface. Distribution of high-fineness fine-grained gold is very irregular and the average Au content is very low. Remobilization of Au from the hydrothermal veinlet and impregnation sulphide mineralization was caused by superficial saline acid fluids in Sarmatian – Pannonian. The eroded kaoline weathering crust and the presence of kaolinite, Fe oxides and hydroxides secondary gold in mineralized bodies are the products of this alteration. Second type of supergene alteration is represented by the recent weathering crust composed by illite, illite/smectite, smectite and accessory minerals originated from mica-shists. Supergene alteration and remobilization of Au was very important metallogenic ore-forming process from non-economic regional scattered sulphidic mineralizations within south-western Veporic shear zone.

Key words: supergene gold, weathering, kaolinite, illite, Veporic Unit

Úvod

Supergénna Au mineralizácia patrí medzi najrozšírenejšie typy rudnej mineralizácie v jz. veporiku. V Západných Karpatoch sa supergénne procesy veľmi výrazne uplatnili práve vo veporiku a pod ich vplyvom vznikli ekonomicky významné ložiská nerastných (najmä nerudných) surovín. Napriek tomu poznatky o supergénnej Au mineralizácii, ktorá je v tejto oblasti jediným ekonomicky významnejším typom rudnej mineralizácie, takmer úplne chýbajú, čo je výrazný nepomer s výškou finančných prostriedkov vynaložených od polovice 80. rokov 20. stor. na vyhľadávanie a prieskum zlata vo veporiku. Cieľom tohto príspevku je na príklade študovanej lokality priblížiť charakter a vystupovanie supergénnej Au mineralizácie v kryštaliniku Západných Karpát, charakterizovať procesy jej vzniku a načrtnúť možnosti jej ďalšieho výskumu.

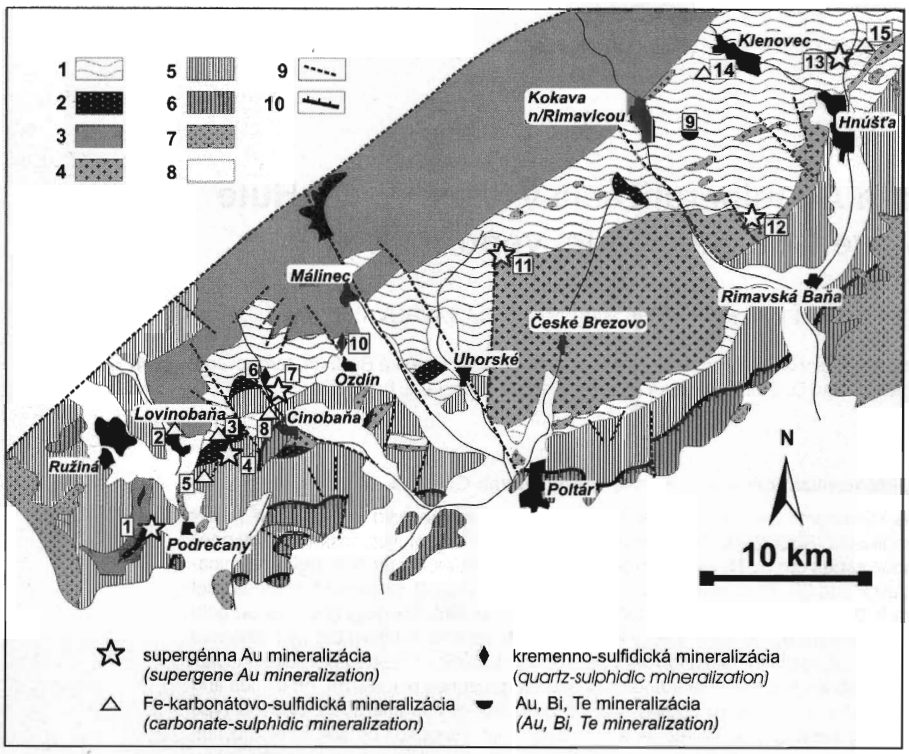
Metodika práce

Staré banské práce na lokalite Katarínska Huta-cintorín, ako aj prístupná štôlňa sa zamerali geologickým kompasom a z údajov sa zhotovili kompasové skice. Orientačné vzorky na mineralogické a chemické štúdium sa odobrali jednak z prístupnej štôlne a z prirodzených odkryvov a dve pôdne vzorky z horizontu B. Ťažké minerály na ďalší výskum sa získali metódou umelých šlichov. Obsah vybraných prvkov v niektorých vzorkách sa zistil atómovou absorbčnou spektroskopiou (AAS) v ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi. Optické vlastnosti minerálov sa zisťovali v odrazenom svetle a chemické zloženie minerálov vlnovodisperznou metódou (WDS) na prístroji CAMECA SX100 v ŠGÚDŠ v Bratislave.

Podmienky merania: merací prúd 20 nA (zlato), 15nA (gudmundit), urýchľovacie napätie 20 kV, priemer lúča 1–3 μm. Použité štandardy a spektrálne čiary: Ag (AgLα), Au (AuLα), HgS (HgLα), Cu, $CuFeS_2$ (CuKα, FeKα, SKα), Sb_2S_3 (SbLβ), Bi_2Te_3 (TeLα), PbS (PbLα), ZnS (ZnLα), Cd (CdLα), NaCl (ClKα).

Fotodokumentácia minerálov sa robila v spätne odrazených elektrónoch (BSE) na tom istom prístroji. Na identifikáciu ílových minerálov sa použila rtg. difrakčná analýza, pri ktorej sa pripravili celohorninové (práškové) neorientované a orientované preparáty. Neorientované preparáty sa analyzovali na prístroji URD-6 pri napätí 37 kV, prúde 30 mA, žiarení CuKα, s krokom 0,05° 2θ, čas snímania na kroku 1 s (ŠGÚDŠ Košice).

Pred prípravou ílovej frakcie sa vzorky upravili podľa modifikovanej Jacksonovej metódy (Šucha et al., 1991). Zrnitostné frakcie pod 2 μm sa získali sedimentáciou vodnej suspenzie v sklených valcoch a frakcie pod 0,2 μm centrifugáciou. Homoiónové Ca formy boli pripravené trojnásobným zaliatím odseparovaných frakcií 1 M roztokom $CaCl_2$. Dialýzou sa nakoniec odstránili prebytočné ióny Cl^-. Orientované preparáty pripravené sedimentáciou suspenzie na sklené platničky (10 mg vzorky na 1 cm^2) sa analyzovali



Obr. 1. Schéma geologickej stavby jz. veporika s lokalizáciou významnejších výskytov rudnej mineralizácie (podľa Bezáka et al., 1999). 1–4 – kryštalinikum veporika (staršie paleozoikum – proterozoikum?): 1 – metamorfované horniny (ortoruly a pararuly, fylity, svory), 2 – metabáziká, 3 – hybridný granitoid s prechodmi do migmatitu, 4 – granity a aplity, granodiorit, 5 – metasedimenty, metavulkanity a metavulkanoklastiká slatvinského a rimavického súvrstvia (mladšie paleozoikum), sedimenty föderatskej skupiny (mezozoikum), 6 – gemerikum, karbonáty, metasedimenty, metavulkanity a metavulkanoklastiká (mladšie paleozoikum), 7 – neogénne vulkanity (andezity, bazalty a ich pyroklastiká), 8 – neogénne a kvartérne sedimenty poltárskeho súvrstvia, 9 – zlomy, 10 – príkrovové línie. *Rudné výskyty:* 1 – Podrečany-Sedem chotárov, 2 – Lovinobaňa-cintorín, 3 – Lovinobaňa-Mertlová, 4 – Uderiná-Loviňa, 5 – Uderiná-Viničky, 6 – Katarínska Huta-vrt KH-1, 7 – Katarínska Huta-cintorín, 8 – Cinobaňa-Jarčanisko, 9 – Kokava nad Rimavicou-Bohaté, 10 – Ozdín-Cerina, 11 – České Brezovo-Krná (zatiaľ bližšie neoverené), 12 – Rimavská Baňa-Repno (zatiaľ bližšie neoverené), 13 – Hnúšťa-Homoľov potok (zatiaľ bližšie neoverené), 14 – Klenovec-Medené, 15 – Hnúšťa-Mútnik.

Fig. 1. Scheme of geological setting of southwestern part of the Veporic Unit (according to Bezák et al., 1999). 1–4 – crystalline basement of Veporic Unit (Early Paleozoic – Proterozoic?). 1 – orthogneisses and paragneisses, phyllites, mica schists, 2 – metabasics, 3 – hybridic granitoid changed to migmatite, 4 – granites and aplites, granodiorite, 5 – metasediments, metavolcanites and metavolcaniclastics of the Slatviná and Rimavica Formations (Late Paleozoic), sediments of the Föderata Group (Mesozoic), 6 – Gemeric Unit, carbonates, metasediments, metavolcanites and metavolcaniclastics (Late Paleozoic), 7 – Neogene volcanites (andesites, basalts and their pyroclastics), 8 – Neogene and Quaternary sediments of Poltár Formation, 9 – faults, 10 – lines of main nappes. *Occurrences of the ore mineralization:* 1 – Podrečany-Sedem chotárov, 2 – Lovinobaňa-cintorín, 3 – Lovinobaňa-Mertlová, 4 – Uderiná-Loviňa, 5 – Uderiná-Viničky, 6 – Katarínska Huta-vrt KH-1, 7 – Katarínska Huta-cintorín, 8 – Cinobaňa-Jarčanisko, 9 – Kokava nad Rimavicou-Bohaté, 10 – Ozdín-Cerina, 11 – České Brezovo-Krná (assumed), 12 – Rimavská Baňa-Repno (assumed), 13 – Hnúšťa-Homolov potok (assumed), 14 – Klenovec-Medené, 15 – Hnúšťa-Mútnik.

v tzv. prírodnom stave a po sýtení parou etylénglykolu (60°/8 hod). Na rtg. difrakčné analýzy orientovaných preparátov sa použil difraktometer Philips PW 1710 (CuKα, grafitový monochromátor, GÚ SAV Bratislava).

Geologická stavba a mineralogické pomery širšieho okolia

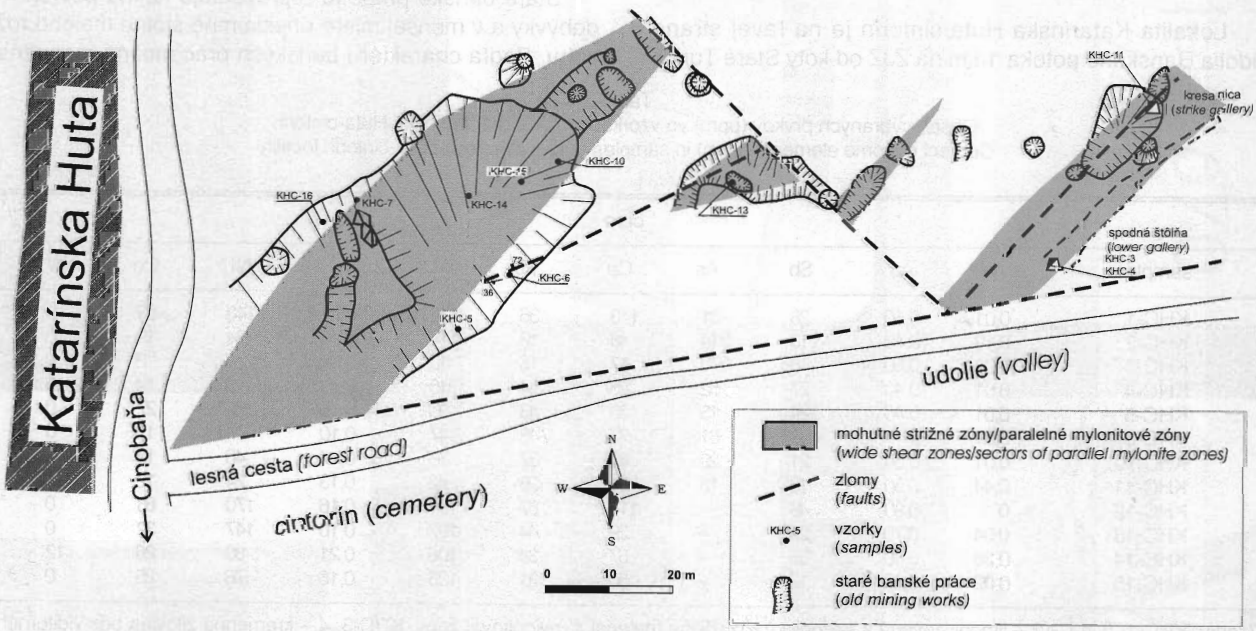
Pre širšie okolie študovanej lokality je charakteristická pomerne pestrá litologická náplň (obr. 1). Lokalita Katarínska Huta-cintorín je v granatických svoroch kohútskej zóny veporika blízko ich kontaktu s pásmom hybridných granitoidov s prechodmi do migmatitov (Bezák et al., 1999). Petrografické spracovanie materiálu z vrtu KH-1 (asi 500 m na SSV od lokality) umožnilo detailne charakterizovať súbor granatických svorov. Horninovú náplň vrtu reprezentujú chloriticko-muskovitické až svorové fylity, muskovitické svory, muskoviticko-kremitá bridlica až metakremenec (± grafitická prímes). V menšom množstve je zastúpená metadroba a metapieskovec s istým podielom intermediárnej až bázickej tufogénnej prímesi (Kováčik a Husák, 1996). Oblasť na V a J od Katarínskej Huty budujú metasedimenty (droba, pieskovec, piesčitá bridlica, grafitická bridlica), kyslé metapyroklastiká a metaryolity mladopaleozoického slatvinského a rimavického súvrstvia. V tomto prostredí sú menšie telesá biotitických, dvojsľudných a aplitických granitoidov. Pre jv. časť masívu Striebornej (719 m n. m.) a oblasť hrebeňa Loviňa na J od Lovinobane je charakteristický výskyt amfibolitových telies. Mezozoické metakarbonáty, kremence a piesčité

bridlice föderatskej skupiny vystupujú v okolí Divína, Ružinej, Lovinobane, v oblasti Podrečian a Točnice. Mladopaleozoické metasedimenty, bázické metavulkanity a metavulkanoklastiká gemerika v podobe izolovaných ostrovov v oblasti na J od Cinobane a pri Podrečanoch.

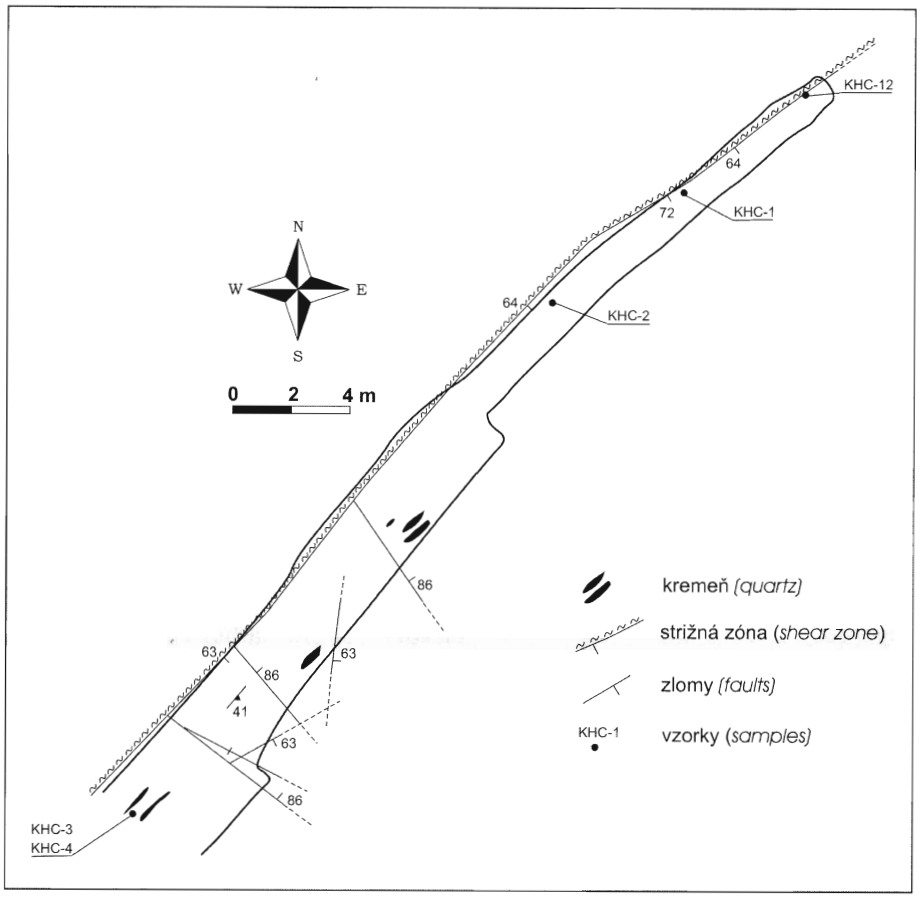
Z tektonického hľadiska je lokalita zasadená do mladoalpínskej strižnej zóny (Németh et al., 2004) sledovateľnej od Hnúšte na SV až po Lovinobaňu na JZ. Táto svojím formovaním (začala sa vyvíjať vo vrchnej kriede cca pred 86 miliónmi rokov) výrazne menila a zatláčala prvky hercýnskej stavby územia a ovplyvnila metalogenézu v jz. časti veporika.

Areál tejto strižnej zóny je v rámci veporika významný z hľadiska koncentrácie nerastných surovín. Pre širšiu oblasť Katarínskej Huty je charakteristický výstup *Fe karbonátovo-sulfidickej* mineralizácie na lokalite Cinobaňa-Jarčanisko, Lovinobaňa-Mertlová, Lovinobaňa-cintorín a Uderiná-Viničky, na ktorých sa v minulosti intenzívne ťažilo. Rudné žily týchto výskytov majú smer S–J resp. SSV–JJZ (Viničky, Jarčanisko) a V–Z resp. SV–JZ (cintorín, Mertlová). Ich minerálna výplň je pomerne pestrá a tvorí ju kremeň, siderit, ankerit, kalcit, barit, turmalín, pyrit, arzenopyrit, Ni-Co sulfidy, markazit, tetraedrit (aj tetraedrit bohatý na Hg, Ag a Pb), jamesonit, chalkopyrit, amalgám Ag a cinabarit. Minerály oxidačnej zóny reprezentuje goethit, malachit (?) a valentinit (Bergfest a Kubíni, 1956; Gavora, 1957; Siman, 1987; Ferenc, nepubl.). Rovnako významným typom je žilná, žilníková až impregnačná *kremenno-sulfidická* mineralizácia, ktorá vystupuje v podobe zón generálne paralelných s metamorfnou foliáciou hornín. Tento typ mineralizácie je veľmi dobre vyvinutý na lokalite Ozdín (Maťo a Maťová, 1994; Ferenc a Maťo, 2003) a Katarínska Huta (Kováčik a Husák, 1996; Ferenc, nepubl.) a v obidvoch prípadoch ho zachytili vrty. Na povrch vystupuje na menej významnej lokalite Cinobaňa-Staré Turice a Katarínska Huta-Murárka, na ktorých bola v minulosti predmetom banských prác menšieho rozsahu. Podľa počtu identifikovaných fáz je minerálna náplň veľmi pestrá, ale v kvantitatívnom zastúpení minerálov sú veľké rozdiely. Pre mineralizáciu sú charakteristické prevažne drobné kremenno-karbonátové (Fe dolomit, kalcit, ankerit, siderit) žilky (lokálne prevrásnené s horninou) s hojnými hniezdami a impregnáciami pyritu a pyrotitu, zriedkavejšie arzenopyritu, molybdenitu, chalkopyritu, tetraedritu, sfaleritu, galenitu, antimonitu, sulfosoľami Sb, Pb, Cu, Fe a lokálne so zvýšeným obsahom zlata. Medzi málo až raritne zastúpené minerály patrí tetradymit, striebro, nikel, uraninit, akantit – argentit a i. Supergénnu zónu reprezentuje chalkozín, bornit a limonit. Osobitným typom zrudnenia je výskyt Etelka pri Turičkách, ktorý sa v minulosti ťažil. Ide o limonitový gossan, ktorý vznikol oxidáciou ankeritových šošoviek. Klubert (1953) uvažoval o sedimentárnom syngenetickom pôvode karbonátov, kým Petro (1977) o ich metasomatickom zatláčaní fluidami bohatými na Fe.

Z nerudných surovín sú v širšom okolí Katarínskej Huty známe ložiská magnezitu a okru Kalinovo-Hrb (výskyt je napriek jeho označeniu v tesnej blízkosti Cinobane) a Podrečany (Abonyi a Abonyiová, 1980). Kaolínový typ zvetrávania viedol aj k ekonomicky zaujímavej akumulácii kaolínu pri Cinobani (Mudráková et al., 1999). Hojný je aj výskyt šošovkovitých kremenných žíl konformných s metamorfnou foliáciou hornín, ktoré sú vo veporiku regionálne rozšírené. V širšom okolí Ozdína a Cinobane sa lokálne skúmali (možno aj využívali) na sklárske účely.



Obr. 2. Kompasová schéma starých banských prác na lokalite Katarínska Huta-cintorín.
Fig. 2. Compass scheme of the old mine works, Katarínska Huta-cintorín locality.



Obr. 3. Kompasová schéma spodnej štôlne na lokalite Katarínska Huta-cintorín.

Fig. 3. Compass scheme of the lower gallery, Katarínska Huta-cintorín locality.

Výsledky

Charakteristika lokality

Lokalita Katarínska Huta-cintorín je na ľavej strane údolia Banského potoka 1 km na ZJZ od kóty Staré Turice (550 m n. m.) 50–100 m na S od cintorína v Katarínskej Hute v nadmorskej výške 340–370 m. Banské práce na lokalite sú na ploche približne 170 m x 70 m (obr. 2).

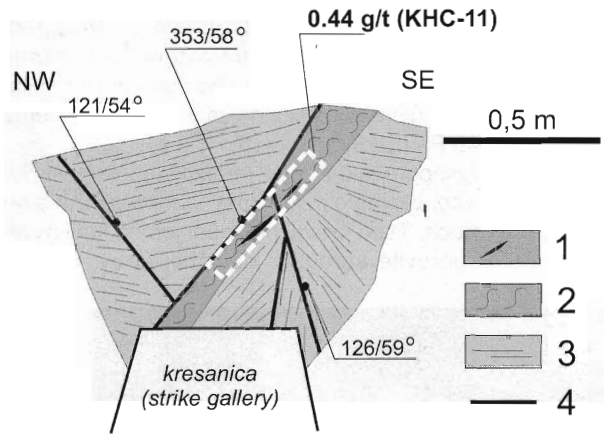
Staré banské práce tu reprezentujú najmä povrchové dobývky a v menšej miere prieskumné štôlne malého rozsahu. Podľa charakteru banských prác možno rozpoznať

Tab. 1
Obsah vybraných prvkov (ppm) vo vzorkách z lokality Katarínska Huta-cintorín
Content of some elements (ppm) in samples from Katarínska Huta-cintorín locality

	ppm										
sample	Au	Ag	Sb	As	Cu	Pb	Zn	Hg	Ni	Co	W
KHC-1	0,01	0,50	28	31	143	36	137	0,22	143	59	–
KHC-2	0,19	0,40	13	314	48	18	114	0,39	64	19	0
KHC-3	0,01	0,50	18	270	17	16	10	0,05	5	3	0
KHC-4	0,01	0,40	27	52	23	94	10	0,25	5	4	0
KHC-5	0,01	0,40	24	15	36	43	96	0,19	60	27	0
KHC-6	0,01	4	458	61	27	748	47	0,10	44	17	0
KHC-10	0,01	0,50	21	22	32	37	76	0,14	46	13	0
KHC-11	0,44	0,50	10	13	51	28	42	0,13	24	12	11
KHC-12	0	0,80	49	–	114	67	131	0,16	170	66	0
KHC-13	0,04	0,70	29	–	29	44	197	0,10	147	32	0
KHC-14	0,36	0,60	35	–	67	34	106	0,21	80	26	12
KHC-15	0,02	0,60	12	–	50	31	126	0,16	76	25	0

Vzorky: KHC-1, 2, 11, 12 – limonitizovaný a tektonicky rozrušený materiál z mylonitovej zóny, KHC-3, 4 – kremenná žilovina bez viditeľného zrudnenia, KHC-5, 6, 10 – zvetraný limonitizovaný svor, KHC-13 – limonitizovaná výplň pukliny, KHC-14, 15 – pôdne vzorky (B horizont)

Samples: KHC-1, 2, 11, 12 – limonitized and crushed material from mylonite zone, KHC-3, 4 – quartz gangue, without visible ore mineralization, KHC-5, 6, 10, – weathered and limonitized mica schist, KHC-13 – limonitized filling of joint, KHC-14, 15 – soil samples (B horizon)



Obr. 4. Náčrt časti tektonickej zóny pri kresanici. Katarínska Huta-cintorín. 1 – kremenné žilky, 2 – ílovitá výplň strižnej zóny, 3 – metamorfná foliácia, 4 – zlomy.

Fig. 4. Sketch of the part of tectonic zone at the strike gallery. Katarínska Huta-cintorín. 1 – quartz veinlets, 2 – clay in filling of the shear zone, 3 – foliation, 4 – faults.

dve obdobia. Staršie obdobie ťažby predstavujú povrchové dobývky a kresanica zarazená v mylonitovej zóne (*strike gallery*, obr. 2). Mladšie obdobie neúspešného prieskumu charakterizuje štôlňa s klasickým profilom. Pravdepodobne ide o vyzmáhanú kresanicu (*lower gallery,* obr. 2). Kvôli absencii archívnych údajov činnosť nemožno presne zaradiť do určitého obdobia. Banské práce sú charakteristické tým, že po nich nezostal haldový materiál (ten sa zachoval iba pri niekoľkých malých kutacích jamách), čo naznačuje spôsob ťažby na lokalite. Vyťažený materiál sa zrejme transportoval k najbližšiemu vodnému toku a tam sa premýval.

Z rozmiestnenia banských prác na lokalite vyplýva, že povrchové dobývky ako aj prieskumné štôlne boli založené v relatívne širokých tektonických poruchách/mylonitových zónach generálne smeru SV–JZ (priebeh juhoveporickej strižnej zóny), v menšej miere na štruktúrach s priebehom SZ–JV alebo na križovaní týchto štruktúr. Najväčšia dobývka má rozmery približne 25 x 60 m a maximálnu hĺbku približne 10–15 m. Ostatné dobývky a prieskumné diela sú veľké maximálne 5 x 10 m a hlboké do 2–3 m. Na základe týchto pozorovaní možno odvodiť rozmery supergénne obohatených zón. Šírka zón so supergénnou Au mineralizáciou je 0,2–20 m a dĺžka 20–70 m. Supergénne procesy a významnejšie obohacovanie o Au prebiehali v úrovni súčasného erózneho zrezu do hĺbky 15 m a v obmedzenom rozsahu v úzkych zónach bez ekonomického významu až do hĺbky 30 m (zvýšený obsah Au vo vzorke zo spodnej štôlne) Prieskumné kutacie práce sledovali pokračovanie tektonických štruktúr na okraji vtedajšieho známeho priestoru dobývania (obr 4). Šošovkovité kremenné žily neboli predmetom záujmu v staršom (ťažba zlata) ani v mladšom (sklárske účely) období dobývania ložiska. Pre zvetrané mylonitové zóny je typická sypká hlinistá výplň s úlomkami hornín veľkými do 10 cm. Výplň je okrová až tmavohnedá od rozptýleného goethitu a lokálne sa v nej zachovali náznaky S-C štruktúr.

Chemickou analýzou vzoriek (tab. 1, obr. 2, 3) sa v troch prípadoch (KHC-2, KHC-11 – strižná zóna, KHC-14 – pôdna vzorka) zistil zvýšený obsah Au (do 0,44 ppm). V dvoch prípadoch ide o potvrdenie väzby zlata do prostredia strižných zón postihnutých supergénnymi procesmi. Lokálne zvýšenie obsahu Ag, Sb, As, Cu, Pb, Zn a Ni (tab. 1) je pravdepodobne výsledkom prítomnosti reliktov kremenno-sulfidickej mineralizácie, ktorá sa vyznačuje pestrým minerálnym zložením. Potvrdil to aj nález gudmunditu v umelom šlichu. Asociáciu ťažkých minerálov v suchých šlichoch tvorí limonitizovaný pyrit, zlato, skorodit (?), Fe-Sb sekundárne minerály s gudmunditom a akcesorické minerály svorov (granát, zirkón, turmalín, anatas, magnetit a ilmenit).

Opis minerálov

Gudmundit sa identifikoval iba v jednom prípade. Tvorí nepravidelné samostatné zrno veľké do 2 mm zatláčané sekundárnym minerálom Sb a Fe (obr. 5a). Je jediným rudným minerálom lokality pochádzajúcim z pôvodnej primárnej mineralizácie. Jeho výskyt na tejto lokalite možno pripísať prítomnosti hydrotermálnometamorfnej kremenno-sulfidickej mineralizácie (ozdínsky typ), ktorej výskyty (Cinobaňa-Staré Turice, Katarínska Huta-Murárka, vrt KH-1) sú v jej blízkom okolí. Chemické zloženie gudmunditu dokumentuje tab. 2.

Skorodit(?) tvorí samostatné zrná veľké do 0,3 mm s náznakmi koloformnej štruktúry. Je prerastený žilkami Fe-Sb sekundárneho minerálu, pričom vzájomné usporiadanie týchto minerálov vytvára brekciovitú až kokardovitú

Tab. 2
Chemické zloženie gudmunditu z lokality Katarínska Huta-cintorín
Chemical composition of gudmundite from Katarínska Huta-cintorín locality

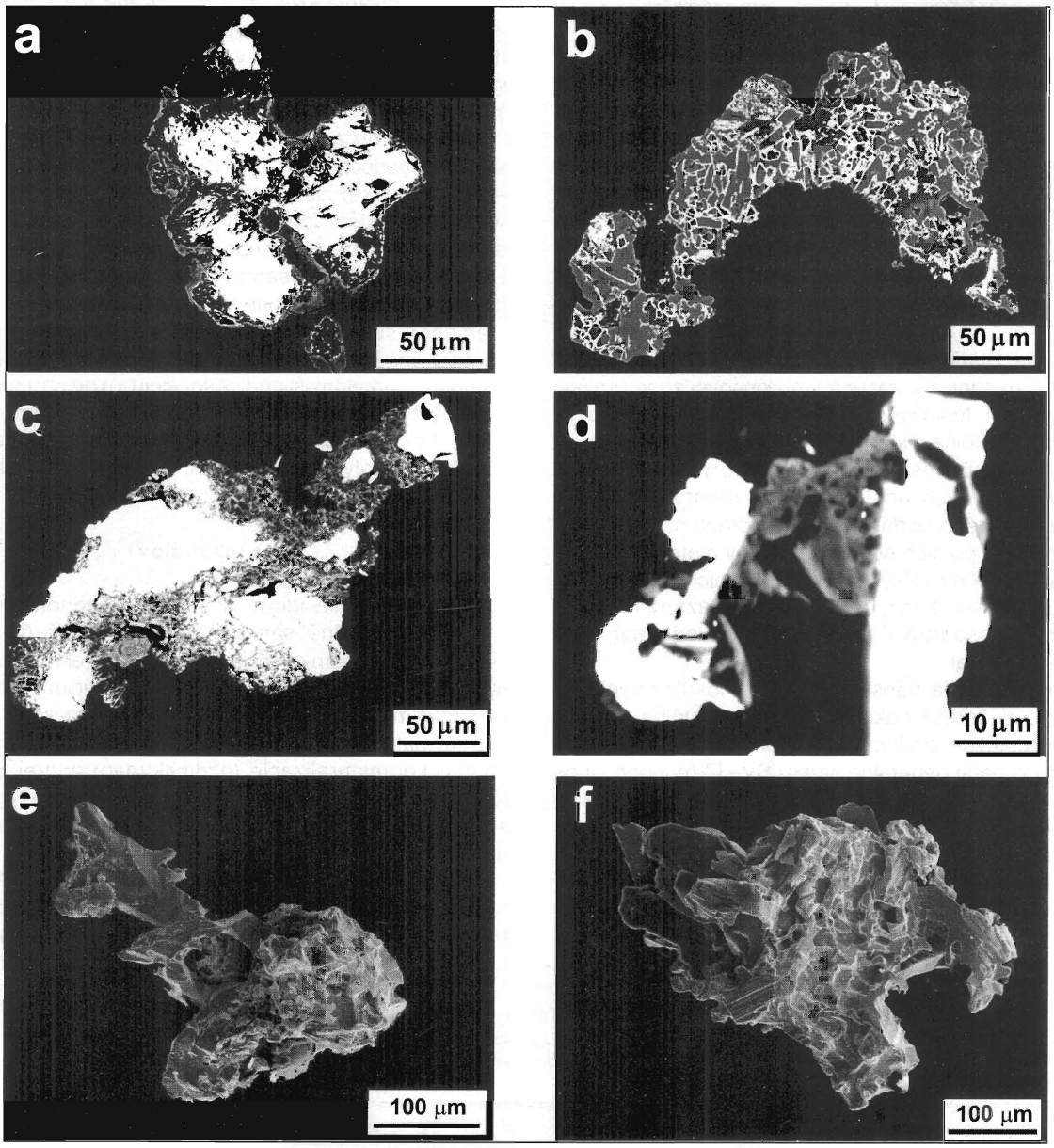
	Fe	Ag	Cu	Cd	Pb	Zn	Sb	Bi	Cl	S	tot. wt. %
1	26,54	0,04	0	0,01	0,09	0,08	58,74	0	0,02	15,30	100,80
2	26,74	0	0	0,05	0,04	0	58,43	0	0,01	15,30	100,56
kryštalochemický vzorec prepočítaný na základ 3 atómov/atomic proportions (calculated on 3 atoms)											
1	0,99						1,01			1,00	
2	1,00						1,00			1,00	

mikrotextúru (obr. 5b). Identifikoval sa na základe nízkej odraznosti a obsahu Fe a As zisteného EDS analýzou.

Fe oxidy a hydroxidy tvoria v šlichu jednotlivé zrnká zemitého vzhľadu (veľké do 2 mm), vystupujú aj v asociácii so zlatom a často spôsobujú hrdzavohnedé zafarbenie rozdrveného a zvetraného svoru v tektonických zónach. Niekedy tvoria samostatnú zemitú výplň tmavohnedej farby vo väčších puklinách/dutinách a zátek po metamorfnej foliácii horniny.

Fe-Sb sekundárny minerál tvorí lem na zrne gudmunditu alebo samostatné zrná prerastené skoroditom. Zistila sa aj výplň Fe-Sb sekundárneho minerálu v kapilárach horninových úlomkov. Lokálne sa v ňom zistil mierne zvýšený obsah Pb (EDS).

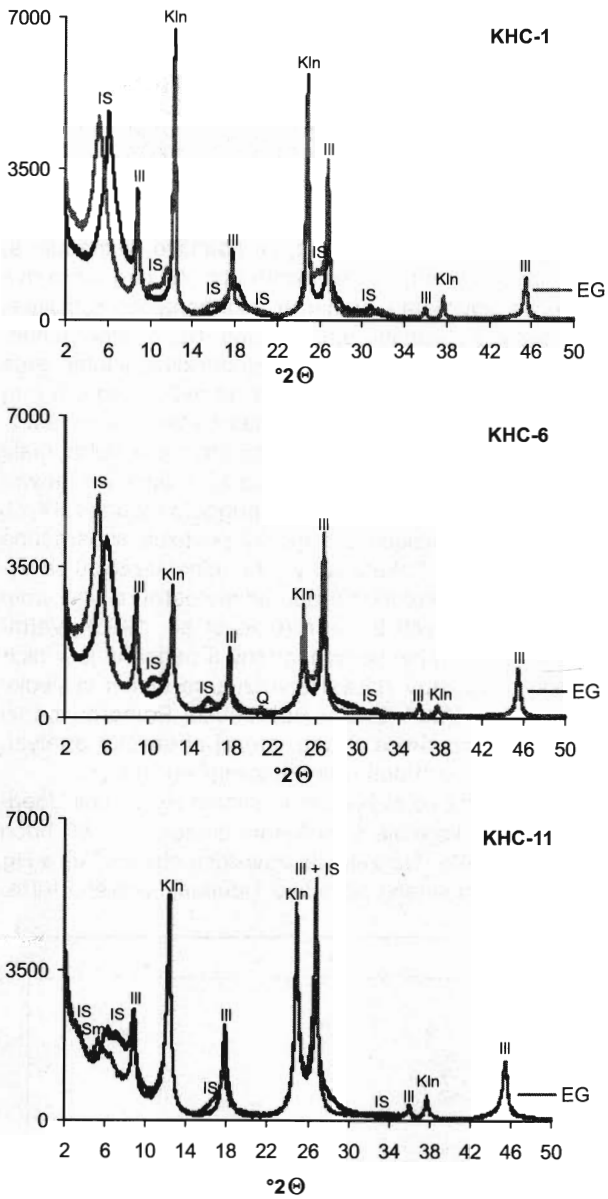
Zlato sa vyseparovalo z ťažkej frakcie umelého šlichu KHC-11 z ílovitej výplne strižnej zóny v supergénne alterovaných svoroch. Tvorí prevažne veľmi jemné kríčkovité, machovité a pórovité agregáty zlatožltej farby, lokálne



Obr. 5. Fotografie minerálov z lokality Katarínska Huta-cintorín. **a** – zrno gudmunditu (biely) zatláčané Fe-Sb sekundárnym minerálom (sivý), BSE, **b** – nepravidelné zrno skoroditu (sivý) prerastené Fe-Sb sekundárnym minerálom (biely). BSE, **c** – zlato (biela) uzatvárané agregátom goethitu, jemnozrnného muskovitu a ílových minerálov (sivá) BSE, **d** – zlato (biela) prerastené agregátom muskovitu (sivá); BSE, **e, f** – typické morfologické tvary supergénneho zlata.

Fig. 5. Photographs of the minerals from Katarínska Huta-cintorín locality, **a** – gudmundite grain (white) replaced by Fe-Sb secondary mineral (grey), BSE, **b** – irregular scorodite grain (grey) intergrowing with Fe-Sb secondary mineral (white), BSE, **c** – gold (white) intergrowth with goethite-phyllosilicates aggregate (grey), BSE, **d** – gold (white) intergrowing with muscovite (grey), BSE, **e, f** – typical morphology of supergene gold.

s vyvinutými kryštálovými plochami, ako aj hrudkovité zlatinky s členitým povrchom a s náznakmi nedokonale vyvinutých kryštálových tvarov (obr. 5e, f). Na povrchu väčších zlatiniek hojne odtlačkov zŕn bližšie neidentifikovateľných minerálov a kryštálových negatívov. Zlato často narastá na úlomky kremeňa a prerastá aj tabuľkovitými kryštálmi čírej až bielej sľudy (obr. 5d). Veľmi často sú jeho



Obr. 6. Rtg. difrakčné záznamy ílových frakcií (orientované, < 2 μm) v prírodnom stave a sýtené etylénglykolom (EG) z mylonitových zón v spodnej štôlni (KHC-1) zvetraných muskovitických svorov (KHC-6) a mylonitových zón v kresanici (KHC-11). Vysvetlivky: III – illit, IS – zmiešanovrstvový illit/smektit, Kln – kaolinit.

Fig. 6. XRD patterns of fraction < 2 μm (air dry and ethyleneglycol solvated) separated from weathering mylonite zones in lower gallery (KHC-1), in weathering mica schists (KHC-6) and in mylonite zones in manually chiselled strike gallery (KHC-11). Explanations: Ill – illite, IS – mixed-layer illite-smectite, Kln – kaolinite.

agregáty uzavreté zemitými agregátmi Fe oxidov a hydroxidov (obr. 5c) veľkých 0,05–0,5 mm. Okraje zlatiniek uzavretých v agregátoch Fe oxidov a hydroxidov sú veľmi nerovné až kostrovité s náznakmi postupnej kryštalizácie pri supergénnych procesoch. Jemné paralelne usporiadané plieškovité agregáty zlata na okrajoch zŕn svedčia o jeho kryštalizácii pravdepodobne medzi tabuľkovitými kryštálmi vrstvovitých silikátov. Maximálna veľkosť zlatiniek je okolo 1 mm. Najviac zlata sa koncentruje v zrnitostnej frakcii pod 0,1 mm. Podľa merania je až 70 % zlatiniek menších ako 0,1 mm. Všetky študované zrná boli opticky aj chemicky homogénne. Zlato má vysokú rýdzosť, obsah Au v zlatinkách je od 94,24 do 96,48 hmot. %, Ag 4,34 až 5,19 hmot. % (tab. 3, obr. 7), Hg 0,48–1,54 hmot. %. Ostatné prvky nedosahujú vyššiu koncentráciu. Napriek tomu, že každá analýza v tab. 3 je zo samostatného zrna, rozdiely v chemickom zložení zŕn sú veľmi malé. Takmer čisté zlato s obsahom Au 99,74 hmot. % a Ag 0,78 hmot. % sa zistilo iba v jednom analyzovanom zrne. V tom istom zrne sa zistil aj najnižší obsah Hg (0,19 hmot. %). Toto zrno sa makroskopicky ani mikroskopicky od ostatných nijako neodlišovalo. Je veľmi pravdepodobné, že by sa pri štúdiu väčšieho štatistického súboru našli v chemickom zložení analyzovaných zŕn väčšie rozdiely.

Ílové minerály sa zisťovali vo vzorkách odobratých z mylonitových zón (spodná štôlňa, KHC-1, kresanica, KHC-11) a zvetraných muskovitických svorov (veľká povrchová dobývka, KHC-6). V celohorninových (práškových) preparátoch sa potvrdila prítomnosť kremeňa, kaolinitu, illitu (pôvodne muskovitu) a živcov. Kým v celohorninových vzorkách je minerálne zloženie podobné a podstatne je zastúpený kremeň a illit, v ílovej frakcii sú medzi vzorkami rozdiely. Vo vzorke zo spodnej štôlne z mylonitovej zóny (obr. 6, KHC-1) prevláda kaolinit a neusporiadaný illit/smektit (R0), obsah smektitovej zložky je 80–85 % (Środoń, 1981) a illit je zastúpený najslabšie. Vo vzorke zo zvetraných muskovitických svorov (obr. 6, KHC-6) je podstatne zastúpený neusporiadaný illit/smektit (R0) a illit. Obsah smektitovej zložky v illite/smektite bol 94 %. Kaolinit má semikvantitatívne najmenšie zastúpenie, a to aj v porovnaní s ďalšími vzorkami. Minerálne zloženie ílovej frakcie z mylonitovej zóny v kresanici tvorí smektit, zmiešanovrstvový illit/smektit, illit a kaolinit. Illit a kaolinit majú dominantné zastúpenie (obr. 6, KHC-11). Zmiešanovrstvový illit/smektit obsahuje 30–35 % smektitu a ide o usporiadanú štruktúru typu R1 (Środoń, 1984).

Diskusia a závery

Vystupovanie Au mineralizácie v jz. časti Slovenského rudohoria, ktorej súčasťou je aj opisovaný výskyt v Katarínskej Hute, je podľa výsledkov šlichovej prospekcie (Hvožďara, 1999) systematické a viaže sa predovšetkým na významnú juhoveporickú strižnú zónu smeru SV–JZ (sinecká strižná zóna sensu Németh et al., 2004). Túto metalogenetickú zónu možno vymedziť v dĺžke cca 35 km, a to od Podrečian na JZ po Hnúšťu na SV. Zóna zahŕňa výskyty hydrotermálnej mineralizácie v oblasti Podrečian,

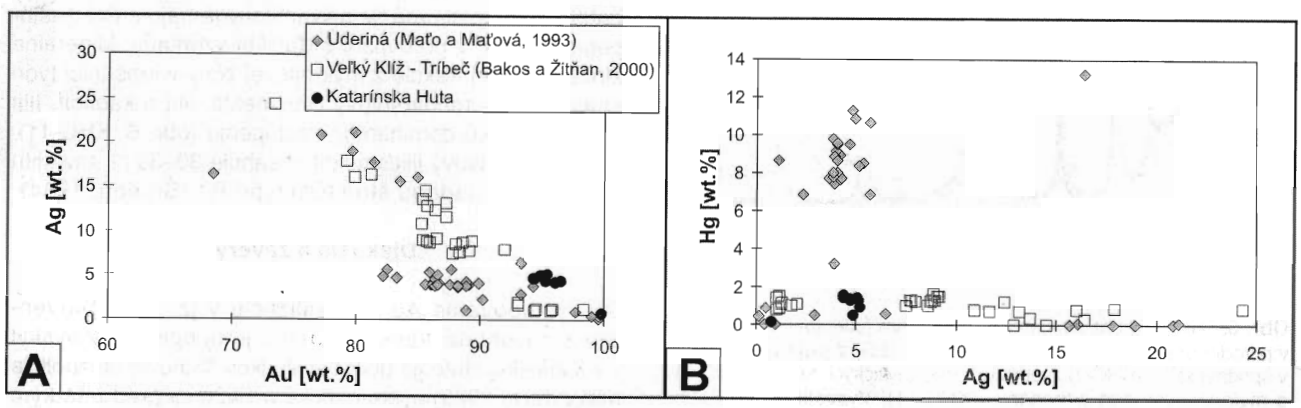
Tab. 3
Chemické zloženie zlata z lokality Katarínska Huta-cintorín
Chemical composition of gold from Katarínska Huta-cintorín locality

	Au	Ag	Hg	Te	Bi	Sb	Fe	Cu	Σ
1	94,42	4,73	1,29	0	0	0	0	0,01	100,46
2	94,92	5,03	1,4	0	0	0,06	0	0,02	101,43
3	94,24	4,68	1,38	0,04	0	0	0,04	0,09	100,47
4	94,79	5,09	1,29	0	0	0,06	0	0,05	101.28
5	95,26	4,38	1,54	0	0	0	0	0	101,18
6	96,48	4,38	1,43	0,04	0	0,01	0	0,07	102,41
7	96,09	4,34	1,47	0	0,01	0	0,01	0,03	101,95
8	95,19	4,84	0,48	0	0	0	0	0,07	100,57
9	95,37	5,19	0,94	0,04	0	0	0	0	101,54
10	99,74	0,78	0,16	0,02	0	0	0	0,04	100,75

Lovinobane, Uderinej, Točnice, Cinobane, Katarínskej Huty, Ozdína, Krnej, Českého Brezova, Kokavy nad Rimavicou, Rimavskej Bane, Seliec, Klenovca, Hnúšte a pravdepodobne siaha až po Krokavu. Supergénna Au mineralizácia v oblasti Pohronskej Polhory a Čierneho Baloga sa viaže na tektonické zóny podobného charakteru, ale v odlišnom geologickom prostredí.

Pre tento typ mineralizácie sú veľmi typické členité, kríčkovité a hubovité zrná zlata vysokej rýdzosti, ako aj vystupovanie zlata z Katarínskej Huty v parageneticke asociácii s Fe oxidmi/hydroxidmi a ílovými minerálmi (Lawrance a Griffin, 1994). Zlatinky z lokality Pohronská Polhora-Krátke vytvárajú submikroskopické až niekoľko sto μm veľké kompaktné pórovité, hubovité, machovité až šupinkovité agregáty vysokej rýdzosti. Často ich obaľuje tenký film Fe oxidov, hydroxidov a ílových minerálov (Knésl a Knéslová, 2002). Supergénne zlato z Tribeča sa od opísaného odlišuje iba zriedkavou chemickou zonálnosťou spôsobenou lokálnym zvýšeným obsahom Ag (Bakos a Žitňan, 2001). Supergénne zlato z Uderinej (Maťo a Maťová, 1993) sa od ostatných opisovaných lokalít v Západných Karpatoch odlišuje najmä veľkosťou zlatiniek, no jeho veľkosť nie je poznávacím kritériom. Supergénne zlato z Uderinej sa zdanlivo vyznačuje aj vysokým obsahom Hg, ale podľa obr. 7B tam ide o dva genetické typy zlata – primárne, z karbonátovo-sulfidickej mineralizácie s variabilným obsahom Hg, a supergénne, s nízkym obsahom Hg. Na zrnitostnom zložení tohto zlata sa v značnej miere zúčastňujú zrná veľké nad 0,5 mm a typické sú aj nuggety veľké až nad 10 mm, ale pri štatistickom hodnotení merania veľkosti zŕn tvoria veľmi malé percento. Hvožďara (1999), ako aj Bakos a Chovan (eds., 2004) za primárny zdroj nuggetov zlata veľkých nad 5 mm v rozsypoch jz. veporika považujú supergénne obohatené zóny. Takéto zóny s Au mineralizáciou sa vyznačujú veľmi nerovnomernou kovnatosťou a výskytom extrémne bohatých bonánz (Gao et al., 1995). Veľmi nepravidelný, krajne nerovnomerný a náhodný je v nich aj výskyt nuggetov zlata. Potvrdzujú to nielen výsledky prieskumu v Uderinej a v Pohronskej Polhore, medzi Českým Brezovom a Krnou, ale aj chemická analýza vzoriek zo starých dobývok v Katarínskej Hute.

Výskyt zlata so zvýšeným obsahom Hg v okolí Uderinej pozitívne koreluje s výskytom cinabaritu v šlichoch (Kyselica, 1997). Na základe závislosti obsahu Ag a Hg v zlate supergénneho pôvodu z Uderinej, Veľkého Klíža,



Obr. 7. A – Graf závislosti Au a Ag v zlate z Katarínskej Huty v porovnaní s publikovanými analýzami supergénneho zlata z ostatných lokalít v Západných Karpatoch. **B** – Graf závislosti Ag a Hg v zlate z Katarínskej Huty v porovnaní s publikovanými analýzami supergénneho zlata z ostatných lokalít v Západných Karpatoch.

Fig. 7. A – Relationship between Au and Ag in gold from Katarínska Huta in comparison with published analyses from other localities in Western Carpathians. **B** – Relationship between Ag and Hg in gold from Katarínska Huta in comparison with published analyses from other localities in Western Carpathians.

Katarínskej Huty (obr. 7B) a výstupu zlata v jednotlivých paragenetických asociáciách možno usudzovať, že sa vznik intermetalických zliatin Au, Hg, Ag viaže na samostatnú metalogenetickú udalosť, ktorá sa nedá spájať so vznikom supergénneho zlata. Výskyt Hg je pre supergénne zlato veľmi typický, no jej obsah Hg kolíše od 0 do 2 hmot. % Hg. Naopak vysoký obsah Hg sa v supergénnom zlate nepodarilo jednoznačne potvrdiť a najnovšie nálezy zlata s jej vysokým obsahom v primárnej sulfidickej mineralizácii (napr Klenovec-Medené, Ferenc, nepubl.) v jz. časti Slovenského rudohoria doterajšie názory (Kyselica, 1997, Hvožďara, 1999) na vznik intermetalických zliatin pri supergénnej remobilizácii spochybňujú.

Medzi základné geologické faktory vzniku a výskytu supergénnej Au mineralizácie patrí silné tektonické prepracovanie, vhodné klimatické pomery (úzko súvisiace s podmienkami geochemickej migrácie prvkov), prítomnosť geochemických bariér na kryštalizáciu Au, úroveň erózneho zrezu a najdôležitejším faktorom je prítomnosť primárnej mineralizácie s obsahom Au. Remobilizácia Au prebieha najmä pod vplyvom tiosulfátových komplexov v neutrálnom až alkalickom prostredí alebo chloridových komplexov v kyslom salinnom prostredí kôry zvetrávania obohatenej o Fe (Webster a Mann, 1988). Ostatné komplexy nie sú pri remobilizácii Au v geologických procesoch také významné. Zlato vznikajúce v kyslom prostredí z chloridových komplexov sa vyznačuje vysokou rýdzosťou Alkalické roztoky vznikajú najmä pri zvetrávaní v prostredí bohatom na karbonáty, pričom sa zlato kryštalizujúce z týchto roztokov vyznačuje zvýšeným obsahom Ag. Najbežnejšou geochemickou bariérou na redepozíciu Au sú tektonické zóny s prítomnosťou Fe oxidov a hydroxidov (Gao et al., 1995), v menšej miere silikátov Fe, oxidov a hydroxidov Mn alebo aj ílových minerálov (Milési et al., 1999).

Supergénne obohatené zóny v Katarínskej Hute vystupujú v prostredí mylonitových/strižných zón v premenených muskovitických svoroch. Šírka a výška kaolinitových reflexov v rtg. záznamoch (obr. 6) poukazuje na dokonalú kryštalizáciu tohto minerálu, čo naznačuje, že môže byť hydrotermálneho pôvodu. Vznik kaolinitu mohli spôsobiť kyslé meteorické roztoky s vysokou salinitou relatívne plytko cirkulujúce po strižných zónach. Ony boli pravdepodobne príčinou hydrotermálnej premeny okolitých hornín (vznik ílových minerálov) a rozkladu sulfidických minerálov. Možno predpokladať, že na povrchu súčasne prebiehalo kaolinické zvetrávanie (sarmat – panón), ktoré zodpovedá za vznik významných ložiskových akumulácií kaolínu v jz. veporiku. Kaolínová kôra zvetrávania mohla byť redeponovaná do sedimentov poltárskeho súvrstvia pontského veku (Kraus, 1989) Výskyt illitu, illitu/smektitu a smektitu v súčasnej zvetraninovej kôre naznačuje zmenu fyzikálnochemických podmienok (napr teploty, pH), ktorú mohla vyvolať prípadná zmena klímy z teplej humídnej na suchšiu a chladnejšiu, teda aj zmena kyslého prostredia na neutrálne až mierne alkalické. Aj geologické faktory a vysoká rýdzosť zlata naznačujú, že transport Au prebiehal pravdepodobne pod vplyvom chloridových komplexov v kyslom prostredí. Geochemickou bariérou mohli byť oxidy a hydroxidy Fe vznikajúce premenou pyritu (resp. pyrotitu), ktoré sa lokálne v hojnej miere koncentrujú na zlomových plochách a paralelných mikrofraktúrach v alterovaných muskovitických svoroch alebo spôsobujú hrdzavé až žltkasté sfarbenie rozrušených hornín a pôdneho horizontu B.

Primárnym zdrojom zlata bola pravdepodobne žilná, žilníková až impregnačná kremenno-sulfidická mineralizácia (rozptýleného, ale regionálneho charakteru), ktorá v opisovanej oblasti vystupuje v podobe zón paralelných s metamorfnou foliáciou. Najhojnejšie vystupuje na povrch medzi Ozdínom a Katarínskou Hutou, ktoré predstavujú jej typové lokality, a tam bola aj predmetom starej banskej činnosti, ako aj vrtného prieskumu (Maťo a Maťová, 1994). V iných oblastiach opisovanej metalogenetickej zóny sa prejavuje stabilnou prítomnosťou zlata v šlichoch, hojným výskytom starých banských prác orientovaných hlavne na supergénne obohatené zóny alebo eluviálno-deluviálne sedimenty s obsahom zlata.

Na základe objemu starých banských prác v povrchových dobývkach na študovanej lokalite možno predpokladať, že sa na nej v minulosti vyťažilo najmenej 15 000 a najviac 40 000 t supergénnej Au rudy. Podľa obsahu Au v zanechaných pilieroch to zodpovedá približne 6–17 kg Au, ale skutočný obsah Au v ťaženej surovine v minulosti mohol byť vyšší a z hľadiska genetického typu mineralizácie je veľmi pravdepodobný výskyt bonánz s vysokým lokálnym obsahom Au. Podľa objemu vyťaženej suroviny a charakteru starých dobývok bola Katarínska Huta najväčším ťaženým ložiskom supergénnej Au mineralizácie v kryštaliniku Západných Karpát.

Geotektonický vývoj, paleoklimatické podmienky, ako aj systematický výskyt zlata umožňujú očakávať výstup supergénnej Au mineralizácie v rámci celej juhoveporickej strižnej zóny. Napriek tomu, že primárna mineralizácia nemá ekonomické parametre, pod vplyvom kaolínového zvetrávania nastala výrazná koncentrácia Au do supergénne obohatených zón, ktoré môžu mať ložiskové parametre. Takmer s istotou sa však dá konštatovať, že by sa prípadným prieskumom overili len výskyty alebo malé ložiská s množstvom Au od niekoľko sto kg najviac do 1 t. Ruda sa bude viazať na malé bloky s nízkym priemerným obsahom (do 1–2 g/t Au) a s krajne nerovnomernou až bonanzovitou distribúciou Au.

Poďakovanie. Ďakujeme Dr Ľ. Maťovi za poskytnutie elektrónových mikroanalýz zlata z Uderinej a RNDr A. Biroňovi, CSc., za spracovanie vzoriek ílových minerálov. Práca bola financovaná z projektu 2898 Hodnotenie geologicko-surovinového potenciálu oblasti Slovenské rudohorie-západ a možnosti jeho využitia pre rozvoj regiónu a 0503 Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky.

Literatúra

ABONYI, A. & ABONYIOVÁ, M., 1980: Magnezitové ložiská Slovenska. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa, 125.*

BAKOS, F. & ŽITŇAN, P., 2001 Supergénne obohatené zóny – možný zdroj zlata v rozsypoch oblasti Tribeča. *Mineralia Slov., 5, 453–458.*

BAKOS, F., CHOVAN, M., BAČO, P., BAHNA, B., FERENC, Š., HVOŽĎARA, P., JELEŇ, S., KAMHALOVÁ, M., KAŇA, R., KNÉSL, J., KRASNEC, Ľ., KRIŽÁNI, I., MAŤO, Ľ., MIKUŠ, T., PAUDITŠ, P., SOMBATHY, L. & ŠÁLY, J., 2004: Zlato na Slovensku. *Monografia, Bratislava, Slovenský skauting, 298.*

BERGFEST. A. & KUBÍNI. D., 1956: Lovinobaňa – Cu rudy (tetraedrit). *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 18.*

BEZÁK, V., HRAŠKO. Ľ., KONEČNÝ, V., KOVÁČIK, M., MADARÁS, J., PLAŠIENKA, D. & PRISTAŠ, J., 1999: Geologická mapa Slovenského rudohoria-západná časť. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

DARKE, K. E., BOYCE, A. J., CLAPPERTON, C. M., FALLICK, A. E., REDWOOD, S. D. & RICE, C. M., 1997: Supergene mineralization at the Kori Kollo gold mine, Bolivia. *Explor. Mining Geol., 6, 3, 209–221*

FERENC, Š. & MAŤO, Ľ., 2003: Epigenetické zlato – sulfidická mineralizácia v juhozápadnej časti veporika, stredné Slovensko. *In: Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat. Olomouc, 10–16.*

GAO, Z. L., KWAK, T A. P., CHANGKAKOTI, A., HUSSEIN, E. & GRAY, J., 1995: Supergene ore and hypogene nonore mineralization at the Nagambie sediment-hosted gold deposit, Victoria, Australia. *Econ. Geol., 90, 6, 1747–1763.*

GAVORA, S., 1957: Záverečná správa o prospekcii na lokalite Lovinobaňa – Cu, k 1 1 1957 *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 16.*

HVOŽĎARA, P., 1999: Ryžoviská zlata v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov., 3–4, 241–248.*

KLUBERT, J., 1953: Turičky, ročná správa o vlastnom prieskume. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 8.*

KNÉSL, J. & KNÉSLOVÁ, A., 2002: Pohronská Polhora-Krátke, nový ložiskový výskyt Au mineralizácie vo veporiku. *Mineralia Slov., 1, 19–28.*

KOVÁČIK, M. & HUSÁK, Ľ., 1996: Petrograficko-geochemická charakteristika, hydrotermálne ovplyvnenie a magnetické vlastnosti hornín z vrtu KH-1 (Katarínska Huta). *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 31.*

KRAUS, I., 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 13, 287.*

KYSELICA, M., 1997: Mineralógia zlata na vybraných lokalitách JZ veporika. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív Katedry mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 70.*

LAWRANCE, L. M. & GRIFFIN, B. J., 1994: Crystal features of supergene gold at Hannan South, Western Australia. *Mineralium Depos., 29, 391–398.*

MAŤO, Ľ. & MAŤOVÁ, V., 1993: Zlatá mineralizácia strižných zón pri Uderinej, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *Mineralia Slov., 5, 327–340.*

MAŤO, Ľ. & MAŤOVÁ, V., 1994. Mineralizácia v okolí Ozdína, výskyt zlata s obsahom Sb-Ni v tmavých bridliciach, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *Mineralia Slov., 1, 30–37.*

MILÉSI, J. P., MARCOUX, E., SITORUS, T., SIMANDJUNTAK, M., LEROY, J. & BAILLY. L., 1999: Ponkor (west Java, Indonesia): a Pliocene supergene-enriched epithermal Au-Ag-(Mn) deposit. *Mineralium Depos., 34, 131–149.*

MUDRÁKOVÁ, M., GEMBALOVÁ, M., PÚCHYOVÁ, A. & VELKÝ. P., 1999: Vyhľadávanie ložiska kaolínu, resp. ílu so zníženým obsahom Fe_2O_3 a alkálií pre výrobu bieleho cementu. VP, stav k 30. 11 1999. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 91.*

NÉMETH, Z., PROCHASKA, W., RADVANEC, M., KOVÁČIK, M., MADARÁS, J., KODĚRA, P. & HRAŠKO, Ľ., 2004: Magnesite and talc origin in the sequence of geodynamic events in Veporicum (Inner Western Carpathians, Slovakia). *Acta petrol. sin., 20, 4, 837–854.*

PETRO, M., 1977: Metalogenéza veporíd. Čiastková záverečná správa. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 95.*

SIMAN, P., 1987: Aplikácia mineralogických a geochemických metód výskumu pri overovaní anomálií na príklade anomálie lokality Cinobaňa. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív Katedry mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 44.*

ŚRODOŃ, J., 1981: X-ray identification of randomly interstratified illite/smectite in mixture with discrete illite. *Clay Miner., 16, 297–304.*

ŚRODOŃ, J., 1984: X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Miner., 32, 337–349.*

ŠUCHA, V., ŚRODOŃ, J., ZATKALÍKOVÁ, V. & FRANCU, J., 1991: Zmiešanovrstevnatý minerál typu illit/smektit: separácia, identifikácia, využitie. *Mineralia Slov., 3, 267–274.*

WEBSTER, J. G. & MANN, A. W., 1984: The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver *J. geochem. Exploration, 22, 21–42.*

Rukopis doručený 25. 4. 2005
Revidovaná verzia doručená 20. 1. 2006
Rukopis akceptovaný 21. 2. 2006

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 109–123

Magnetitová mineralizácia na lokalite Železník v Považskom Inovci

DANIEL OZDÍN[1] a IGOR ROJKOVIČ[2]

[1]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; ozdin@fns.uniba.sk
[2]Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; rojkovic@fns.uniba.sk

Magnetite mineralization in the Železník locality of the Považský Inovec Mts.

Magnetite mineralization is situated in the north-eastern part of the Považský Inovec Mts. The basic volcanic rocks with iron mineralization underwent the Hercynian metamorphism of the amphibolite facies. The main minerals of mineralized amphibolite are magnetite, hastingsite and hedenbergite. Accompanying minerals are ferro-actinolite, actinolite, diopside, quartz, albite, calcite, stilpnomelane, epidote, hematite, titanite, zircon, fluorapatite and pyrite. Magnetite was formed during the Hercynian metamorphism after the diopside, hedenbergite, hastingsite, ferro-actinolite, albite, titanite, rutile and allanite-(Ce) and epidote I crystallization. During the later stage of metamorphism calcite, stilpnomelane, hematite, actinolite, epidote II and pyrite were formed. Magnetite mineralization is related to mineralization of Lahn-Dill type.

Key words: magnetite mineralization, amphiboles, pyroxenes, stilpnomelane, epidote, Považský Inovec Mts., Western Carpathians, Slovakia

Úvod

Stratiformné oxidické železné rudy Západných Karpát sa vyskytujú vo vulkanickosedimentárnych súvrstviach staršieho paleozoika, v terigénnej formácii permu a v triase mezozoika. V mnohých prípadoch ide o menšie výskyty s malým rozsahom kutacích prác, ktoré neboli v minulosti dostatočne preskúmané. Ich stratigrafické zaradenie a geologická pozícia nie sú vždy jasné. V staršom paleozoiku Považského Inovca sa železná ruda vyskytuje na lokalite Železník, ktorú dávnejšie študoval Polák (1956). Podrobným mineralogickým výskumom sme získali nové údaje a zverejňujeme ich v tejto práci.

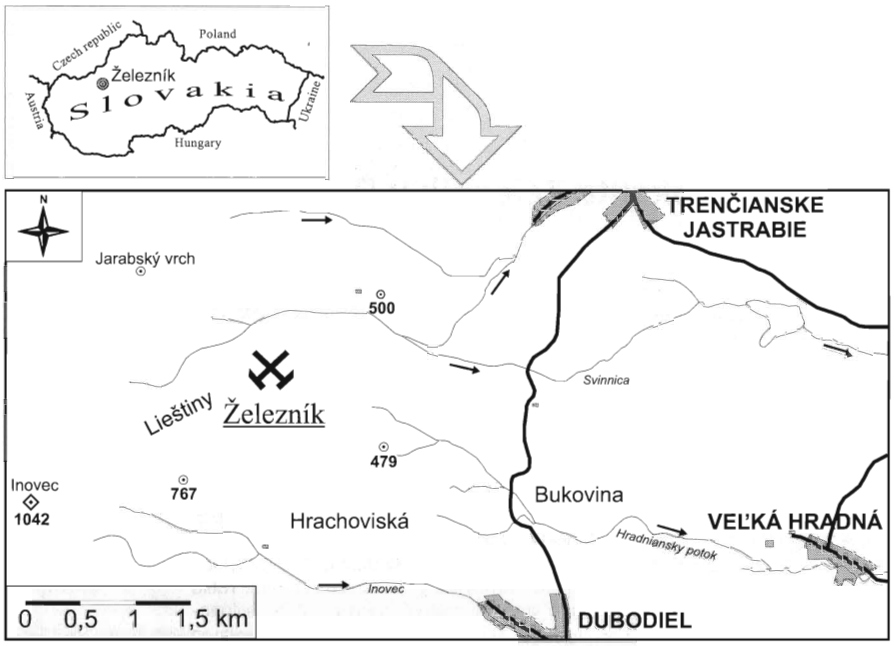
Geologická stavba

Považský Inovec je podľa Kamenického (1956) zvrásnená megaantiklinála s elevaciou v strede s klesaním na S a J v osi pohoria a podľa Maheľa et al. (1967) typický postpaleogénny megaantiklinálny hrast v smere SSV–JJZ ohraničený na obidvoch stranách pozdĺžnymi zlomami. Priečnu dislokáciu (v strede pohoria) smeru ZSZ–VJV sprevádzanú fylonitmi Kamenický (1956) uvádza ako alpínsku násunovú líniu južného kryštalinika na severné. V súčasnosti sa volá hrádocko-zlatnícka násunová línia (Plašienka a Marko, 1993).

Kryštalinikum Považského Inovca tvoria dva bloky – južný je nasunutý na severný. Južný blok nazval Maheľ (1986) bojnianskym a severný seleckým. Alpínsky násun dokumentuje prítomnosť obalového vrchného karbónu, permu severného bloku priamo pod násunovou plochou (Putiš, 1981, 1982). Vyššiemetamorfované kryštalinikum sa zistilo v južnej časti pohoria a reprezentujú ho pararuly, svorové ruly a ďalej vystupujú amfibolity, vložky metakvarcitov, tmavé bridlice s grafitom, migmatitizované pararuly, mladohercýnske migmatity, granitoidy reprezentované strednozrnným až hrubozrnným granodioritom s obsahom sillimanitu. Tento typ výrazne prevažuje. Ďalej tam z granitoidných hornín vystupujú leukokratné apliticko-pegmatitické granity, strednozrnný muskovitický granit, aplity, pegmatity a z ďalších hornín lokálne mylonity a fylonity. Z biotitu Kantor (1961) K-Ar metódou stanovil vek 320 miliónov rokov. Vek migmatitických leukokratných granitov datovaním monazitu na elektrónovej mikrosonde na 370 ± 19 miliónov rokov určil Finger et al. (2001).

Kryštalinikum severnej časti pohoria je reprezentované relatívne vyšším horizontom charakteristickým iba sporadickým výskytom granitoidov a stupňom predalpínskej metamorfózy patrí k staurolitovej izográde s lokálnym výskytom postkinematického andalusitu a plstnatého sillimanitu mladšieho ako staurolit (Putiš, 1980, 1981, 1982). Horniny sú výrazne diaftorizované a reprezentujú ich hrubozrnné svorové ruly s porfyroblastmi granátu a staurolitu s prechodom do svorov, ďalej amfibolity a ich metatufity, sporadické vložky metakvarcitov, zriedkavé tenké vložky tmavých kryštalických bridlíc s grafitom a migmatity s prechodom do očkatých rúl. Nápadný je vysoký podiel mylonitov a fylonitov. Stupeň metamorfózy v obidvoch blokoch je rovnaký a dosiahol amfibolitovú fáciu barrowského typu. Cambel et al. (1986) K-Ar datovaním muskovitu z rulových telies seleckého bloku Považského Inovca určili vek na 188 miliónov a Dallmeyer et al. (1993) Ar-Ar metódou svorových rúl z muskovitu na 325 miliónov rokov.

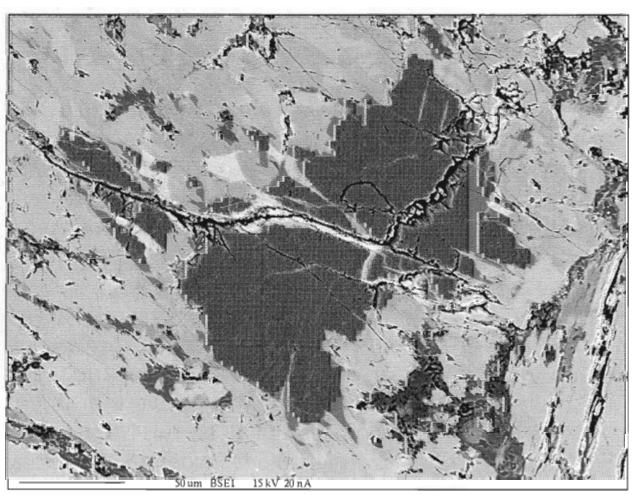
Obalové mladšie paleozoikum v severnom bloku Považského Inovca tvoria dve litostratigrafické jednotky



Obr. 1. Mapa výskytu magnetitového zrudnenia.

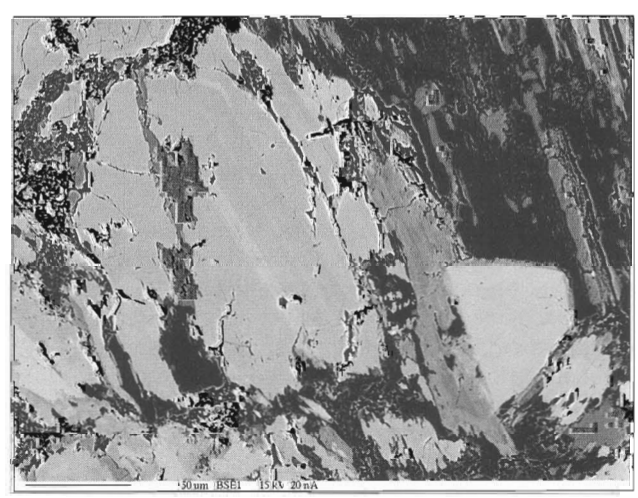
Fig. 1. Location of the magnetite mineralization.

(Štimmel et al., 1984) – vrchnokarbónske novianske súvrstvie hôrčanskej skupiny (telesá tmavosivého pieskovca, droby a bridlice) a permské sedimenty pravdepodobne chalmovského súvrstvia kalnickej skupiny reprezentované najmä vrstvami pieskovca, arkózy až zlepenca, pestrého červenofialového prachovca a polohami ílovitej bridlice. Osobitný komplex tvoria metabazity na S od hrádocko-zlatníckej násunovej línie. Tvoria ich metamorfované bazalty a mandľovcové bazalty, ich tuf a tufit (Plašienka a Marko, 1993). Názory na ich vek sa rozchádzajú. Putiš (1982, 1983) ich najprv zaradil do vrchného devónu až spodného karbónu, neskôr do permu (Putiš, 1986) a novšie sa Plašienka a Marko (1993) priklonili k názoru, že tieto metabazity tvoria vulkanický komplex jurského veku reprezentujúci oceánske bazalty fundamentu belickej sukcesie váhika. V nadloží obalového paleozoika je obalové mezozoikum reprezentované kremencovými a vápencovými vrstvami i dolomitovými telesami. V severnom bloku pohoria vyčlenil Plašienka a Marko (1993) v mezozoických komplexoch tri litotektonické jednotky. Prvou je belická, zastúpená senónskym flyšom s olistolitmi, a druhou humienecká, ktorú tvoria mladopaleozoické súbory



Obr. 2. Slabozonálny agregát hedenbergitu (sivý) s diopsidom (čierny). Tenká žilka v strede fotografie pretínajúca obidva pyroxény je feroaktinolit (svetlosivý) a tmavosivý minerál na puklinách hedenbergitu aktinolit.

Fig. 2. Fine-zoned aggregate of hedenbergite (grey) with diopside (black). The thin veinlet in the central part of the figure, penetrating both pyroxenes, is ferro-actinolite (light grey) and the dark grey mineral on the fissures of hedenbergite is actinolite.



Obr. 3. Oscilačne zonálny kryštál hedenbergitu pretínaný žilkou kalcitu. Idiomorfný homogénny kryštál feroaktinolitu (svetlosivý vpravo dole) obrastá nehomogénny aktinolit (tmavosivý). Kremeň vypĺňa medzizrnový priestor (čierny).

Fig. 3. Oscillatory zoned crystal of hedenbergite penetrated by veinlet of calcite. Euhedral homogeneous crystal of ferro-actinolite (light grey, right below) is overgrown by the dark grey inhomogeneous actinolite veinlet. Quartz infills the intergranular space (black).

Tab. 1
Chemické zloženie pyroxénov (v hm. %)
Chemical composition of pyroxenes (in wt. %)

vzorka	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl	Suma	Fe/(Fe + Mg)
1	50,34	0,02	1,26	0,00	17,63	0,19	7,40	0,00	23,17	0,23	0,00	0,14	–	100,39	0,572
2	50,11	0,01	0,27	0,00	23,59	0,24	3,77	0,04	22,28	0,38	0,00	0,00	0,00	100,69	0,778
3	50,39	0,00	1,11	0,00	17,74	0,23	7,21	0,01	23,08	0,20	0,00	0,00	–	99,98	0,580
4	50,48	0,00	0,68	0,00	18,73	0,17	6,50	0,04	23,55	0,11	0,00	0,01	–	100,26	0,618
5	50,14	0,01	1,16	0,01	18,39	0,17	6,88	0,01	23,27	0,17	0,00	0,07	0,01	100,30	0,600
6	50,25	0,02	0,89	0,00	17,92	0,17	6,92	0,00	23,38	0,18	0,00	0,07	0,01	99,80	0,592
7	50,65	0,00	0,16	0,00	17,33	0,28	7,23	0,08	23,60	0,12	0,01	0,01	–	99,48	0,574
8	50,04	0,01	1,14	0,00	17,18	0,14	7,79	0,05	23,71	0,21	0,00	0,12	–	100,38	0,553
9	50,33	0,00	0,09	0,00	19,35	0,50	6,21	0,05	23,57	0,06	0,00	0,00	0,00	100,17	0,636
10	51,27	0,00	0,36	0,01	17,45	0,18	7,70	0,04	23,57	0,17	0,01	0,09	0,01	100,86	0,560
11	50,35	0,01	0,34	0,00	20,45	0,18	5,79	0,00	23,02	0,32	0,00	0,00	0,01	100,48	0,665
Priemer	50,40	0,01	0,68	0,00	18,71	0,22	6,67	0,03	23,29	0,20	0,00	0,05	0,00	100,25	0,612
12	51,55	0,00	0,48	0,01	15,29	0,14	8,86	0,02	23,56	0,28	0,00	0,00	–	100,19	0,492
13	52,28	0,00	0,18	0,00	12,03	0,20	10,95	0,06	23,90	0,26	0,02	0,08	0,01	99,97	0,381
14	52,85	0,01	0,22	0,00	10,49	0,14	11,68	0,00	24,21	0,18	0,00	0,15	–	99,94	0,335
15	53,86	0,07	0,25	0,00	6,32	0,09	14,70	0,00	24,87	0,11	0,00	0,14	0,01	100,41	0,194
16	53,07	0,00	0,19	0,00	9,07	0,11	12,87	0,00	24,44	0,15	0,00	0,00	0,00	99,90	0,283
Priemer	52,72	0,02	0,26	0,00	10,64	0,13	11,81	0,02	24,20	0,20	0,00	0,08	0,00	100,08	0,337

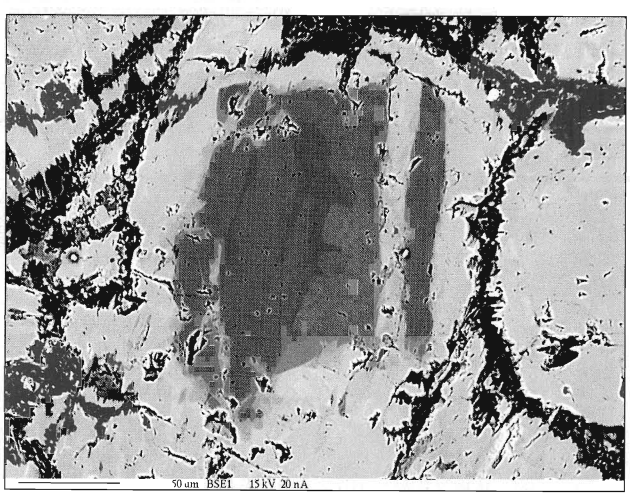
Pozn.. Analýza 1–11 – hedenbergit, 12–16 – diopsid
Notice: Analyses 1–11 – hedenbergite, 12–16 – diopside

a strednotriasové karbonáty na tatrickom fundamente. Poslednou jednotkou sú triasové až kriedové sedimentárne horniny krížňanského príkrovu, ktoré sú rozšírené najmä v jz. časti územia.

V strednej časti pohoria, na jeho západnom aj východnom okraji, je veľký relikt chočskej jednotky. Centrálnokarpatský paleogén vystupuje diskordantne na horninách chočskej jednotky v podobe menších plôch pri samom okraji pohoria (na západnej i východnej strane).

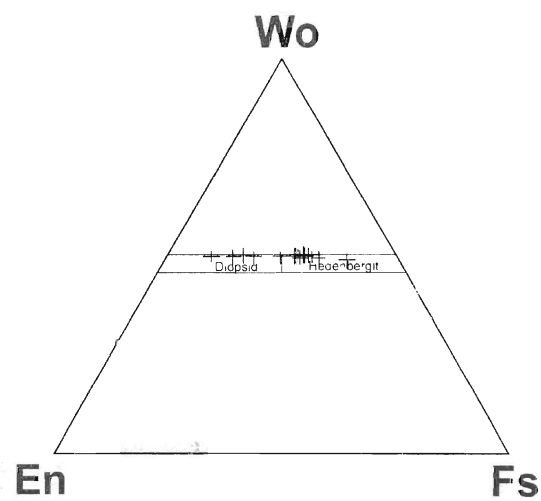
Zrudnenie

Metalogenézu Považského Inovca opísal Polák (1971, 1987). Pohorie pre nejestvujúcu exploatačnú tradíciu a nedostatok príslušných informácií nie je veľmi významné. Na východnom úpätí jeho severnej časti v širšom okolí Nemečiek, Zlatník a Dubodiela sú známe rozsiahle kvartérne dobývky rozsypového zlata (Polák, 1969). Primárne



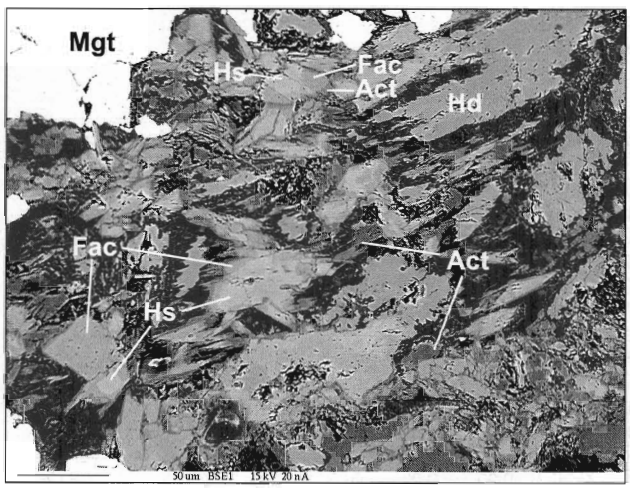
Obr. 4. Zonalny kryštál pyroxenov. Jadro kryštálu (čierne a tmavosivé) tvorí diopsid a okraj hedenbergit (svetlosivý).

Fig. 4. Zoned crystal of pyroxene. Core of pyroxene crystal (black and dark grey) forms diopside and rimmed is by hedenbergite (light grey).



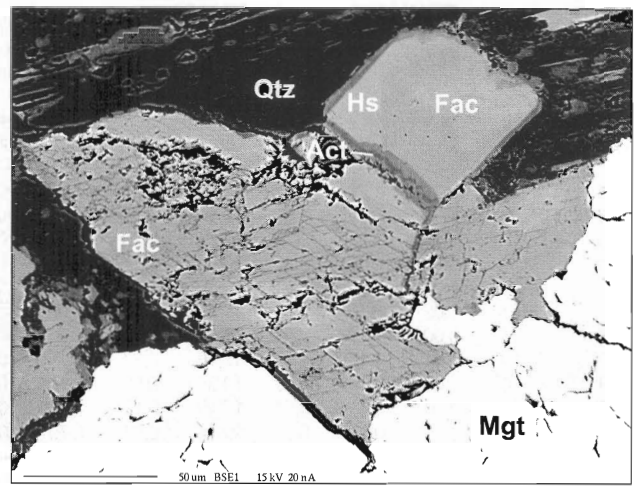
Obr. 5. Chemické zloženie diopsidu a hedenbergitu zo Železníka v Považskom Inovci (v *apfu*)

Fig. 5. Chemical composition of diopside and hedenbergite from the locality Železník in the Považský Inovec Mts. (in *apfu*)



Obr. 6. Zonálne kryštály amfibolu v asociácii s hedenbergitom a magnetitom. Centrálne časti kryštálov tvorí hastingsit, stredné feroaktinolit a okrajové aktinolit.

Fig. 6. Zonal crystals of amphibole in assemblage with hedenbergite and magnetite. Central part of amphibole crystals is formed by hastingsite, middle part by ferro-actinolite and the marginal part by actinolite.



Obr. 7. Hastingsit (Hs), feroaktinolit (Fac) a aktinolit (Act) s magnetitom (Mgt) a kremeňom (Qtz).

Fig. 7. Hastingsite (Hs), ferro-actinolite (Fac) and actinolite (Act) with the magnetite (Mgt) and quartz (Qtz).

Au (Polák, 1987) sa zistilo len v baritovo-kremennej žilovine polymetalického zrudnenia strarej štôlne Ján Baptista pri Trenčianskej Turnej (Polák, 1971). Polák a Hanas (1982) v náplavoch potokov zistili koncentráciu scheelitu v okolí Hôrky nad Váhom (Hôrčanská dolina) a Trenčianskych Stankoviec. Autori (l. c.) vidia spojitosť s prognózou na výskyt Sb-As-Au-Cu mineralizácie v kryštaliniku Považského Inovca. Polák (1956) spomenul bližšie neurčené Fe zrudnenie na Železníku pri Trenčianskom Jastrabí, výskyt limonitov pravdepodobne exogénneho pôvodu pri Starej Lehote (Kamenický, 1950), lokálnu mineralizáciu kremenno-hematitových žiliek (Hovorka, 1960), bližšie neoverené sulfidické indície(?) pri Vozokanoch (Polák, 1956), hypergénne produkty Cu mineralizácie pri Modrovej (Ferenczi, 1915), roztrúsené a bližšie nelokalizované výskyty sírnikov Cu v kryštalických bridliciach a údajne veľmi zaujímavý výskyt hematitu dobrej(?) kvality (Ferenczi, 1934). Epigenetické hematitové zrudnenie je v perme na sz. svahu pohoria pri Selci. Asi 1 km na SZ od kóty Inovec (1042 m) sú dve malé štôlne vyrazené v drobovom zlepenci smerom na JZ. Hematit tam zatláča pôvodný tmel alebo tektonickú brekciu. U mineralizáciu z vulkanickosedimentárnych súvrství permu v okolí Kalnice a Selca opísal Rojkovič (1980, 1997) a Rojkovič a Novotný (1993).

Lokalita Železník je na sv. chrbte kóty Inovec v Považskom Inovci 3 km na JZ od Trenčianskeho Jastrabia. Možno tam pozorovať staré kutacie práce smeru S–J (30–40 píng) v dĺžke okolo 500 m. Na južnom konci pingového poľa smeru JJV–SSZ (okolo 160°) sú v amfibolitoch viditeľné prúžky jemnozrnného magnetitu.

Tab. 2
Chemické zloženie hastingsitu (v hm. %)
Chemical composition of hastingsite (in wt. %)

vz. č.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ZrO_2	U_2O_3	HfO_2	Y_2O_3	F	Cl	Suma
1	38,31	0,12	11,58	0,01	3,02	24,74	0,10	4,55	0,00	11,63	2,26	0,82	-	-	-	-	-	0,00	0,46	97,61
2	37,76	0,16	12,04	0,01	4,49	24,19	0,14	3,79	0,04	11,54	2,34	1,13	-	-	-	-	-	0,13	0,60	98,35
3	37,49	0,14	12,23	0,01	4,66	24,17	0,15	3,79	0,00	11,59	2,28	1,10	-	-	-	-	-	0,06	0,56	98,25
4	40,76	0,01	9,25	0,07	0,00	26,39	0,15	5,85	0,00	11,90	1,58	1,07	-	-	-	-	-	0,19	0,41	97,63
5	39,56	0,10	10,62	0,00	0,89	27,22	0,17	4,51	0,02	11,50	1,99	0,96	-	-	-	-	-	0,15	0,56	98,24
6	39,18	0,11	11,08	0,01	0,55	26,95	0,10	4,58	0,00	11,67	1,83	1,05	-	-	-	-	-	0,10	0,58	97,77
7	38,50	0,07	11,75	0,01	3,14	24,01	0,11	4,95	0,00	11,68	2,28	0,86	-	-	-	-	-	0,00	0,46	97,83
8	38,34	0,16	11,19	0,01	2,93	26,32	0,12	3,68	0,00	11,52	2,03	1,20	-	-	-	-	-	0,14	0,87	98,50
9	38,16	0,23	10,74	0,00	2,25	28,54	0,14	2,82	0,00	11,52	1,76	1,28	-	-	-	-	-	0,00	0,84	98,27
10	39,80	0,04	9,78	0,01	0,00	28,95	0,16	4,01	0,00	11,15	1,24	1,06	-	-	-	-	-	0,31	0,44	96,94
11	38,67	0,06	10,26	0,02	0,00	29,53	0,23	3,14	0,00	11,46	1,33	1,15	-	-	-	-	-	0,00	0,55	96,38
12	38,77	0,06	10,59	0,02	0,00	27,25	0,17	4,06	0,00	11,51	1,52	1,11	-	-	-	-	-	0,22	0,57	95,85
13	39,41	0,00	10,21	0,00	0,00	26,78	0,16	4,99	0,00	11,58	1,59	1,08	0,16	0,00	0,01	0,31	0,44	0,00	0,44	97,17
14	40,23	0,04	9,73	0,00	0,00	26,82	0,13	5,26	0,00	11,73	1,64	1,07	0,23	0,00	0,02	0,00	0,55	0,24	0,41	98,09
15	38,95	0,01	10,50	0,00	1,59	25,95	0,10	4,87	0,00	11,62	1,72	1,36	0,17	0,00	0,02	0,22	0,57	0,00	0,54	98,19
16	37,87	0,20	11,50	0,00	2,92	25,29	0,16	3,89	0,02	11,47	2,17	1,12	0,16	0,00	0,00	0,00	0,44	0,04	0,64	97,89
17	38,06	0,15	11,08	0,02	0,76	29,68	0,16	2,83	0,00	11,40	1,68	1,06	0,13	0,00	0,00	0,24	0,41	0,05	0,70	98,43
Priemer	38,81	0,10	10,83	0,01	1,60	26,63	0,14	4,21	0,00	11,56	1,84	1,09	0,17	0,00	0,01	0,15	0,48	0,10	0,57	97,73

Metodika

Vzorky sa odobrali z južného konca pingového poľa lokality Železník. Makroskopicky tvoril zrudnenie amfibolit s pásikmi jemnokryštalického magnetitu.

Bodové vlnovodisperzné mikroanalýzy minerálov sme urobili elektrónovou mikrosondou CAMECA SX100 (ŠGÚDŠ v Bratislave) pri vzorkovom prúde 20 nA, urýchľovacom napätí 15 kV a priemere eletrónového lúča 1–10 μm. Pri meraní kalcitu sa použil elektrónový lúč s priemerom 17–25 μm. Meralo sa pri nasledujúcich štandardoch a spektrálnych čiarach: albit (Na Kα), ortoklas (K Kα), wollastonit (Si Kα, Ca Kα), Al_2O_3 (Al Kα), MgO (Mg Kα), TiO_2 (Ti Kα), hematit (Fe Kα), rodonit (Mn Kα), chromit (Cr Kα), rýdzi V (V Kα), $SrTiO_3$ (Sr Lα), rýdzi Ni (Ni Kα), ZnS (Zn Kα), $BaSO_4$ (Ba Lα), UO_2 (U Mβ), ThO_2 (Th Mα), PbS (Pb Mα), $LaPO_4$ (La Lα), $CePO_4$ (Ce Lα), $PrPO_4$ (Pr Lβ), $NdPO_4$ (Nd Lβ), $SmPO_4$ (Sm Lβ), $EuPO_4$ (Eu Lβ), $ZrSiO_4$ (Zr Lα), HfO_2 (Hf Lβ), YPO_4 (Y Lα), $GdPO_4$ (Gd Lα), $TbPO_4$ (Tb Lα), $DyPO_4$ (Dy Lβ), $HoPO_4$ (Ho Lβ), $ErPO_4$ (Er Lβ), $TmPO_4$ (Tm Lα), $YbPO_4$ (Yb Lα), $LuPO_4$ (Lu Lβ), GaAs (As Lα), apatit (P Kα), BaF_2 (F Kα) a NaCl (Cl Kα).

Obrázky v spätne odrazených elektrónoch sa urobili na tom istom prístroji a pracovisku ako elektrónové mikroanalýzy, ale pri maximálne zaostrenom lúči elektrónov. Tam sa pri urýchľovacom napätí 8 kV a prúde 11 nA skúmala aj katodoluminiscencia zirkónu.

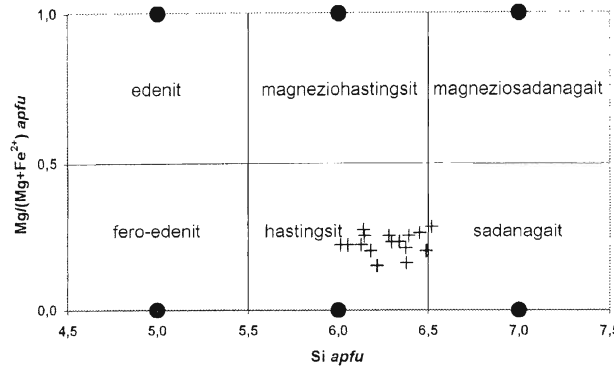
Horniny sa analyzovali atómovou emisnou spektrometriou s indukčne viazanou plazmou (AES-ICP) v Geoanalytických laboratóriách ŠGÚDŠ v Spišskej Novej Vsi.

Amfiboly sme klasifikovali podľa Leaka et al. (1997, 2003). Symboly minerálov na obrázkoch z elektrónového mikroanalyzátora používame v súlade s platnými medzinárodnými skratkami (Martin, 1998) a so symbolmi schválenými Slovenskou geologickou spoločnosťou na používanie v domácej literatúre (Ozdín, 2004).

Mineralogická charakteristika zrudnených hornín

Hlavnými minerálmi zrudneného amfibolitu sú magnetit, hastingsit a hedenbergit, sprievodnými feroaktinolit, aktinolit, diopsid, kremeň, albit, ortoklas, kalcit, stilpnomelán, epidot a hematit, akcesorickými titanit, allanit-(Ce), zirkón, fluórapatit a pyrit.

Hedenbergit je najhojnejším pyroxénom zrudnenia. Tvorí idiomorfné izometrické alebo prizmatické kryštály veľké do 1,5 mm, niekedy až 0,4 mm hrubé žilky pretínané epidotom II. S amfibolmi, magnetitom a kremeňom je základom zrudnených polôh v amfibolite. Často ho obteká alebo po puklinách ním preniká zonálny aktinolit, feroaktinolit alebo kalcit. Väčšinou je slabo chemicky zonálny (obr. 2). Často možno pozorovať jeho kryštály s oscilačnou zonálnosťou (obr. 3). Niekedy vytvára intenzívne zonálne kryštály. Najvýraznejšia substitúcia v jeho kryštáloch je $Fe^{2+} \rightarrow Mg$ (predpokladáme, že všetko stanovené Fe je Fe^{2+}). Pomer $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ sa mení od 0,55 do 0,78 *apfu*. Z ďalších meraných prvkov sa v kryštálovej štruktúre hedenbergitu resp. diopsidu vyskytuje len Al s maximálnym obsahom okolo 1,3 hm. %

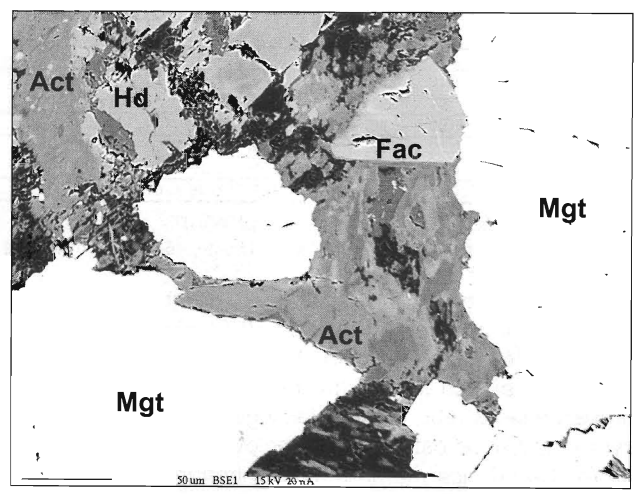


Obr. 8. Chemické zloženie Ca-Na amfibolov. Plné čierne krúžky označujú teoretické zloženie amfibolov.

Fig. 8. Chemical composition of Ca-Na amphiboles. Black full circles mark the theoretical composition of amphiboles.

Al_2O_3 (0,06 *apfu*) (tab. 1, analýza 1–11). Priemerný kryštalochemický vzorec hedenbergitu (11 analýz) je $(Ca_{0.98}Na_{0.01})_{0.99}(Fe_{0.61}Mg_{0.39}Mn_{0.01})_{1.01}(Si_{1.97}Al_{0.03})_{2.00}O_{6.00}$.

Diopsid sa vyskytuje iba veľmi zriedka v chemicky nehomogénnych kryštáloch hedenbergitu a tvorí v nich do 0,2 mm veľké jadrá (obr. 4). Stredy týchto kryštálov sú na rozdiel od okrajov veľmi obohatené o Mg. Intenzívna substitúcia Fe za Mg sa prejavuje vo veľkej variabilite chemického zloženia diopsidu (pomer Fe/(Fe + Mg) kolíše od 0,19–0,49 *apfu*; tab. 1, analýza 12–16) a postupne prechádza do hedenbergitu (obr. 5). Ako ukazuje obr. 5, variabilita sa prejavuje prakticky len v izomorfii Fe a Mg. Obsah Si je pomerne stabilný. Charakteristickou črtou chemického zloženia pyroxénov zo Železníka je veľmi vysoký podiel wollastonitovej zložky (blížiaci sa 50 %) a malý obsah Al a alkálií (Na a K). Diopsid pretínajú žilky aktinolitu, feroaktinolitu, titanitu, epidotu II, kalcitu a stipnomelánu. Priemerný kryštalochemický vzorec diopsidu (5 analýz) je $(Ca_{0.98}Na_{0.01})_{0.99}(Mg_{0.66}Fe_{0.34})_{1.00}(Si_{1.99}Al_{0.01})_{2.00}O_{6.00}$.



Obr. 9. Idiomorfné kryštály feroaktinolitu (Fac) v asociácii s magnetitom (Mgt), hastingsitom (Hs) a nehomogénnym aktinolitom (Act).

Fig. 9. Euhedral crystals of ferro-actinolite (Fac) associated with magnetite (Mgt), hastingsite (Hs) and inhomogeneous actinolite (Act).

Tab. 3
Chemické zloženie amfibolov (v hm. %)
Chemical composition of amphiboles (in wt. %)

vz. č.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ZrO_2	U_2O_3	HfO_2	Y_2O_3	F	Cl	Suma
1	48,57	0,15	2,96	0,01	0,00	28,93	0,29	5,32	0,07	11,78	0,27	0,12	-	-	-	-	-	0,06	0,05	98,46
2	49,53	0,14	2,56	0,01	0,00	26,84	0,31	6,16	0,00	11,76	0,25	0,10	-	-	-	-	-	0,14	0,03	97,66
3	49,72	0,12	2,82	0,00	0,00	26,81	0,28	6,52	0,00	11,89	0,28	0,13	-	-	-	-	-	0,00	0,05	98,57
4	50,46	0,15	1,15	0,04	0,00	28,86	0,34	5,39	0,02	11,78	0,05	0,08	-	-	-	-	-	0,00	0,03	98,31
5	50,48	0,12	0,99	0,02	0,00	28,76	0,39	5,11	0,04	11,64	0,15	0,06	-	-	-	-	-	0,00	0,03	97,75
6	50,14	0,10	1,31	0,01	0,00	28,65	0,37	5,14	0,00	11,93	0,12	0,06	-	-	-	-	-	0,00	0,02	97,83
7	48,81	0,08	1,56	0,05	0,00	32,45	0,53	2,79	0,00	11,59	0,10	0,12	-	-	-	-	-	0,17	0,06	98,09
8	48,72	0,09	1,67	0,03	0,00	32,22	0,55	2,85	0,00	11,60	0,11	0,14	-	-	-	-	-	0,00	0,05	97,98
9	50,57	0,11	0,97	0,00	0,00	28,48	0,35	5,42	0,00	11,89	0,14	0,07	-	-	-	-	-	0,15	0,01	98,00
10	50,27	0,06	1,09	0,00	0,00	29,18	0,26	5,28	0,00	11,86	0,10	0,07	-	-	-	-	-	0,00	0,03	98,18
11	49,00	0,27	3,28	0,04	0,00	26,46	0,09	6,71	0,00	11,67	0,51	0,18	-	-	-	-	-	0,00	0,12	98,21
12	50,91	0,02	1,24	0,01	0,00	25,38	0,15	7,46	0,00	11,89	0,14	0,08	0,10	0,00	0,00	0,00	0,54	0,00	0,07	97,92
13	50,51	0,05	1,31	0,00	0,00	26,00	0,28	6,84	0,00	11,97	0,16	0,11	0,16	0,02	0,00	0,04	0,64	0,04	0,08	98,09
14	50,05	0,07	1,77	0,00	0,00	26,43	0,31	6,39	0,00	11,85	0,19	0,09	0,16	0,00	0,02	0,05	0,70	0,00	0,07	98,09
15	49,98	0,08	1,69	0,00	0,00	25,50	0,31	7,11	0,00	11,92	0,19	0,11	0,15	0,00	0,01	0,00	0,07	0,11	0,07	97,12
16	49,90	0,09	1,87	0,00	0,00	26,10	0,26	7,13	0,02	11,96	0,26	0,06	0,31	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,05	98,02
17	50,12	0,08	1,82	0,00	0,00	26,04	0,32	7,02	0,00	11,83	0,19	0,12	0,31	0,00	0,00	0,11	0,07	0,06	0,08	98,04
18	50,69	0,05	1,81	0,02	0,00	26,54	0,30	6,95	0,00	11,85	0,18	0,08	0,31	0,00	0,00	0,00	0,25	0,15	0,05	99,04
19	52,00	0,01	0,55	0,00	0,00	25,47	0,32	7,64	0,02	12,10	0,06	0,03	0,26	0,02	0,00	0,02	0,05	0,00	0,05	98,54
20	49,94	0,08	1,88	0,00	0,00	25,54	0,24	7,05	0,00	12,05	0,20	0,08	0,32	0,00	0,00	0,06	0,08	0,14	0,06	97,53
21	50,76	0,03	1,20	0,00	0,00	25,34	0,21	7,42	0,00	11,94	0,15	0,08	0,30	0,00	0,02	0,15	0,05	0,11	0,07	97,65
22	47,52	0,23	4,51	-	0,00	25,65	0,16	6,69	-	11,83	-	-	0,01	0,00	0,00	0,11	0,06	0,09	0,12	96,77
Priemer	49,94	0,10	1,82	0,01	0,00	27,35	0,30	6,11	0,01	11,84	0,18	0,09	0,22	0,00	0,00	0,05	0,24	0,06	0,06	97,99

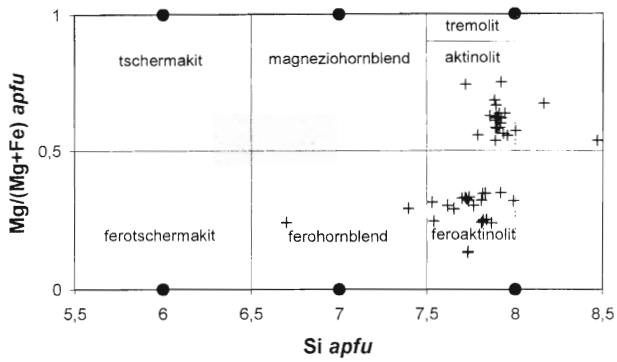
pokračovanie

vz. č.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ZrO_2	U_2O_3	HfO_2	Y_2O_3	F	Cl	Suma
23	59,00	0,03	0,21	0,00	0,00	16,56	0,36	10,92	0,00	9,66	1,12	0,02	0,21	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00	0,01	98,25
24	57,59	0,00	0,40	0,00	0,00	12,74	0,33	14,90	0,00	11,96	0,19	0,01	0,31	0,00	0,00	0,26	0,02	0,17	0,01	98,70
25	53,77	0,15	1,04	0,07	0,00	14,96	0,33	14,28	0,04	12,49	0,18	0,02	0,35	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	97,69
26	54,19	0,05	0,54	0,00	0,00	15,32	0,30	14,38	0,00	12,53	0,15	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10	0,00	97,84
27	54,37	0,00	0,46	0,00	0,00	15,16	0,33	14,28	0,00	12,72	0,09	0,01	0,33	0,00	0,00	0,17	0,01	0,51	0,02	97,94
28	53,86	0,08	0,79	0,00	0,00	15,48	0,29	14,28	0,00	12,29	0,15	0,01	0,33	0,04	0,07	0,00	0,01	0,00	0,01	97,68
29	51,56	0,00	0,17	0,01	0,00	9,89	0,32	16,46	0,05	15,27	0,10	0,00	0,30	0,00	0,00	0,10	0,00	0,35	0,02	94,22
30	54,79	0,05	0,45	0,00	0,00	14,75	0,30	14,67	0,00	12,73	0,10	0,03	0,33	0,00	0,00	0,51	0,02	0,00	0,02	98,73
31	53,95	0,04	0,22	0,00	0,00	15,01	0,27	14,85	0,00	12,06	0,42	0,01	0,29	0,00	0,00	0,00	0,01	0,18	0,01	97,12
32	53,43	0,01	0,34	0,00	0,00	16,95	0,34	13,35	0,00	12,32	0,06	0,00	0,32	0,05	0 01	0,35	0,02	0,30	0,01	97,54
33	53,29	0,00	0,31	0,00	0,00	17,35	0,34	12,75	0,00	12,55	0,08	0,02	0,30	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	97,01
34	53,07	0,00	0,36	0,00	0,00	16,86	0,32	13,46	0,00	12,47	0,10	0,01	0,27	0,00	0,00	0,18	0,01	0,00	0,01	97,13
35	54,24	0,00	0,47	0,01	0,00	12,84	0,26	15,94	0,02	12,75	0,12	0,00	0,34	0,00	0,00	0,30	0,01	0,25	0,00	97,31
36	54,08	0,01	0,34	0,03	0,00	13,63	0,32	15,57	0,00	12,87	0,08	0,01	0,34	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,01	97,29
37	54,05	0,00	0,36	0,00	0,00	15,99	0,37	14,27	0,00	12,55	0,09	0,01	0,32	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,02	98,01
38	54,96	0,00	0,25	0,00	0,00	10,26	0,31	17,88	0,00	12,40	0,08	0,02	0,26	0,02	0,01	0,25	0,00	0,21	0,00	96,70
39	53,83	0,02	0,55	0,00	0,00	18,82	0,29	12,36	0,00	12,17	0,10	0,02	0,32	0,00	0,03	0,04	0,01	0,46	0,02	98,57
40	53,59	0,04	0,41	0,00	0,00	18,13	0,32	12,88	0,05	10,94	0,52	0,06	0,37	0,00	0,00	0,08	0,02	0,00	0,02	97,39
41	54,62	0,01	0,20	0,03	0,00	17,27	0,26	13,13	0,06	11,70	0,37	0,02	0,31	0,00	0,00	0,21	0,00	0,10	0,02	98,18
42	52,74	0,05	1,06	0,01	0,00	18,20	0,29	13,00	0,02	12,24	0,20	0,08	0,29	0,00	0,00	0,46	0,02	0,02	0,04	98,65
43	54,41	0,00	0,61	0,00	0,00	15,40	0,29	14,24	0,00	12,60	0,06	0,01	-	-	-	-	-	0,11	0,01	97,61
44	54,41	0,10	0,84	0,00	0,00	16,74	0,32	13,33	0,00	12,41	0,15	0,02	-	-	-	-	-	0,09	0,01	98,32
45	54,56	0,03	0,70	0,00	0,00	16,23	0,29	13,85	0,00	12,46	0,10	0,02	-	-	-	-	-	0,10	0,01	98,24
Priemer	54,28	0,03	0,48	0,01	0,00	15,41	0,31	14,13	0,01	12,35	0,20	0,02	0,31	0,01	0,01	0,15	0,01	0,13	0,01	97,66
46	47,04	0,10	3,91	0,00	0,00	26,47	0,31	6,10	0,00	11,75	0,68	0,33	0,28	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,25	97,08
47	42,64	0,09	8,08	0,01	0,00	27,59	0,16	4,89	0,00	11,72	1,29	0,79	-	-	-	-	-	0,00	0,45	97,71
Priemer	44,84	0,09	6,00	0,01	0,00	27,03	0,24	5,49	0,00	11,74	0,98	0,56	0,14	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,35	97,39
48	56,53	0,02	0,23	0,00	0,00	22,35	0,31	10,07	0,00	6,04	3,07	0,02	0,32	0,02	0,00	0,00	0,05	0,26	0,02	99,03
49	53,05	0,01	0,24	0,00	0,00	21,22	0,35	10,83	0,00	7,82	2,56	0,01	0,24	0,00	0,00	0,14	0,06	0,00	0,01	96,53
Priemer	54,79	0,01	0,24	0,00	0,00	21,79	0,33	10,45	0,00	6,93	2,82	0,02	0,28	0,01	0,00	0,07	0,05	0,13	0,01	97,78

Analýza 1–22 – feroaktinolit, 23–45 – aktinolit, 46–47 – ferohornblend a 48–49 – ferowinchit
Analysis 1–22 – ferro-actinolite, 23–45 – actinolite, 46–47 – ferrohornblende and 48–49 – ferrowinchite

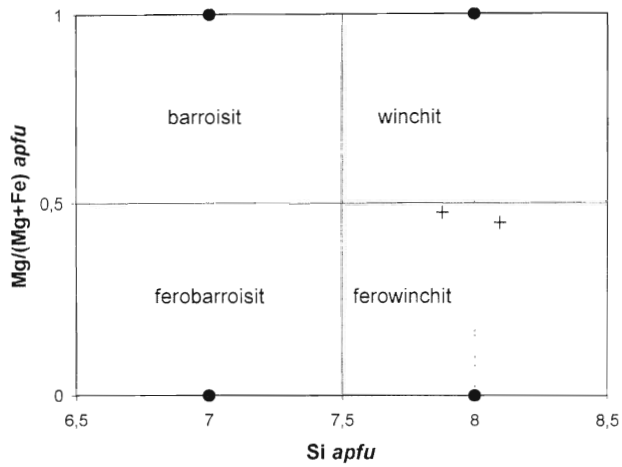
Hastingsit tvorí idiomorfné až hypidiomorfné kryštály rozptýlené v zrudnenej hornine veľké najviac 0,01 mm. Miestami je súčasťou intenzívne zonálnych približne 0,07 mm veľkých idiomorfných kryštálov a tvorí v nich prevažne jadrá (obr. 6 a 7). Hastingsit sa svojím chemickým zložením od ostatných amfibolov veľmi odlišuje, lebo na rozdiel od nich má niekoľkonásobne vyšší obsah Na, K, Al a Cl (do 0,87 hm. %) a nižšiu koncentráciu Si (tab. 2, analýza 1–17). Jeho chemické zloženie sa vyznačuje kolísaním obsahu Si a Al, pri ktorom hastingsit postupne prechádza až do *sadanagaitu* (obr. 8).

Feroaktinolit tvorí idiomorfné kryštály veľké najviac 0,8 mm obklopené a obrastané mladším aktinolitom (obr. 7), ako aj magnetitom, stilpnomelánom a kalcitom. Po okrajoch kryštálov ho často zatláča zonálny aktinolit (obr. 9), ktorý ho často v podobe žiliek aj pretína. Zriedka tvorí žilky v hedenbergite a diopside (obr. 2), niekedy býva súčasťou intenzívne chemicky zonálnych kryštálov amfibolov a je ich hlavnou fázou v stredných zónach kryštálov (medzi stredom a okrajom kryštálov). Chemicky (tab. 3, analýza 1–22) sa – na rozdiel od hastingsitu – vyznačuje trojnásobným obsahom MnO a od aktinolitu



Obr. 10. Chemické zloženie vápenatých amfibolov. Prerušovaná čiara naznačuje hranicu maximálneho teoretického obsahu Si vo vzorcovej jednotke (podľa Leaka et al., 1997, 2003). Plné čierne krúžky označujú teoretické zloženie koncových členov amfibolov.

Fig. 10. Chemical composition of calcic amphiboles. Dashed line shows a boundary of maximum theoretical content of silica in the formula unit (after Leake et al., 1997, 2003). Black full circles mark theoretical composition of end-members of amphibole.



Obr. 11. Chemické zloženie ferowinchitu. Prerušovaná čiara naznačuje hranicu maximálneho teoretického obsahu Si vo vzorcovej jednotke (podľa Leaka et al., 1997, 2003). Plné čierne krúžky označujú teoretické zloženie koncových členov amfibolu.

Fig. 11. Chemical composition of ferrowinchite. Dashed line marks a boundary of maximum theoretical content of silica in the formula unit (after Leake et al., 1997, 2003). Black full circles mark theoretical composition of end-members of amphibole.

sa odlišuje výrazne iným pomerom Fe/Mg. Postupne prechádza do *ferohornblendu* (obr. 10; tab. 3, analýza 46 a 47). Jeho postupný prechod do aktinolitu sme nepozorovali a odlišnosť dvoch generácií amfibolov (aktinolitu a feroaktinolitu) naznačuje aj obr. 10.

Aktinolit sa často vyskytuje spolu s ďalšími amfibolmi, pyroxénmi, kremeňom a magnetitom v amfibolite. Na rozdiel od ďalších amfibolov je alotriomorfný a tvorí alebo lem zatláčania okolo idiomorfných prizmatických kryštálov feroaktinolitu (obr. 6 a 7), alebo maximálne 0,1 mm hrubé žilky pretínajúce a obrastajúce amfiboly (obr. 9), pyroxény a ďalšie minerály. Je jedným z najmladších minerálov v zrudnení. Ak je súčasťou intenzívne chemicky zonálnych kryštálov amfibolov, tvorí hlavnú fázu okrajov kryštálov (obr. 6 a 7). V týchto kryštáloch tvorí jadrá prevažne hastingsit, stredné časti feroaktinolit a okrajové najmä aktinolit. Od stredu kryštálov po ich okraj klesá obsah Na, Fe a Al a rastie Ca, Mg a Si. Chemicky sa aktinolit (tab. 3, analýza 23–45) od feroaktinolitu odlišuje obsahom SiO_2 (~ 54,5 hm. %), a najmä FeO (15,4–16,7 hm. %) a MgO (13,3–14,2 hm. %), kde je pomer Fe_{tot} /Mg odlišný ako vo feroaktinolite. Chemicky je niekedy takmer homogénny, najmä keď zatláča feroaktinolit, inokedy, hlavne keď tvorí tenké žilky, je intenzívne chemicky zonálny (obr. 9). Chemické analýzy aktinolitu majú trend postupného prechodu k feroaktinolitu, ale do jeho poľa už nezasahujú. Naopak sa zaznamenali dve analýzy (obr. 10) so zvýšeným obsahom Si.

Ferowinchit veľmi zriedka (tab. 3 analýza 48 a 49) tvorí okrajové zóny intenzívne zonálnych kryštálov amfibolov (obr. 6), pri ktorých sú v spätne odrazených elektrónoch

Tab. 4
Chemické zloženie magnetitu (v hm. %)
Chemical composition of magnetite (in wt. %)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	NiO	Suma
1	1,73	0,06	0,19	0,00	65,08	33,22	0,20	0,12	0,00	0,00	0,00	100,59
2	2,68	0,01	0,38	0,00	62,26	33,94	0,13	0,18	0,21	0,08	0,00	99,87
3	1,25	0,04	0,14	0,00	66,02	32,81	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	100,31
4	3,20	0,09	0,47	0,00	60,70	34,39	0,12	0,28	0,35	0,00	0,00	99,61
5	1,44	0,02	0,17	0,00	65,85	32,94	0,03	0,08	0,05	0,04	0,00	100,62
6	1,83	0,08	0,19	0,01	64,89	33,41	0,07	0,09	0,03	0,21	0,00	100,81
7	3,91	0,04	1,08	0,03	58,49	35,00	0,08	0,30	0,62	0,12	0,02	99,65
8	0,43	0,12	0,12	0,00	67,74	31,70	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	100,21
9	1,74	0,05	0,20	0,00	64,57	33,15	0,08	0,12	0,01	0,00	0,00	99,91
10	0,06	0,09	0,03	0,00	68,48	31,04	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00	99,79
11	0,54	0,05	0,11	0,00	68,24	32,10	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	101,12
12	2,30	0,10	0,28	0,00	63,43	33,82	0,10	0,14	0,14	0,06	0,00	100,37
13	0,17	0,07	0,08	0,00	68,86	31,49	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	100,72
14	1,38	0,07	0,13	0,01	66,26	33,25	0,05	0,03	0,00	0,00	0,04	101,19
15	3,50	0,24	0,73	0,00	59,80	34,50	0,09	0,41	0,71	0,00	0,03	99,98
Priemer	1,74	0,08	0,29	0,00	64,71	33,12	0,08	0,12	0,15	0,04	0,01	100,32

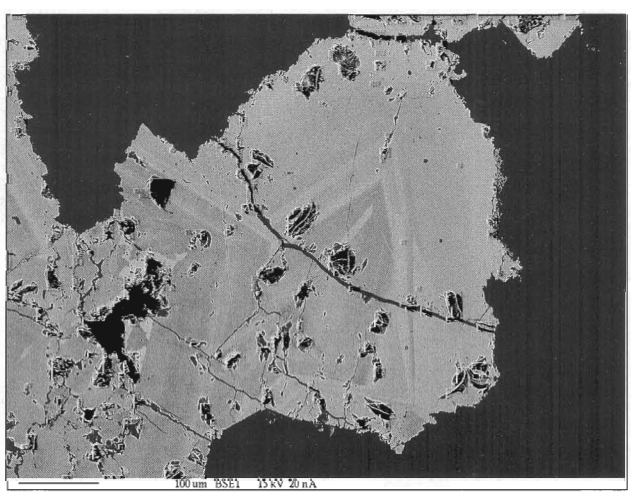
Tab. 5 (part 1)
Chemické zloženie minerálov skupiny epidotu (v hm. %)
Chemical composition of minerals of epidote group (in wt. %)

vzorka	1	2	3	4	5	6	7	8	Priemer 1–8
SiO_2	32,35	33,13	31,81	33,96	35,92	32,18	31,55	31,88	32,85
TiO_2	0,62	0,32	0,55	0,33	0,44	0,34	0,40	0,34	0,42
Al_2O_3	14,98	16,76	14,67	15,07	11,73	13,49	12,61	12,89	14,02
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	13,80	11,66	13,84	15,04	16,83	15,41	14,71	15,53	14,60
MnO	0,15	0,04	0,15	0,32	0,30	0,44	0,46	0,47	0,29
MgO	0,00	0,00	0,00	0,56	1,96	0,04	0,01	0,02	0,32
CaO	13,10	15,26	13,52	15,22	13,49	14,33	13,17	13,92	14,00
Na_2O	0,07	0,00	-	-	-	-	-	-	0,04
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,04	0,02	0,06	0,01	0,00	0,09	0,22	0,00	0,06
ZrO_2	0,03	0,09	0,03	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03
ThO_2	0,88	0,79	0,95	0,90	0,91	1,80	4,26	2,59	1,63
U_2O_3	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,12	0,06	0,03
SrO	-	-	0,22	0,53	0,41	0,72	0,64	0,79	0,55
HfO_2	-	-	0,28	0,34	0,58	0,42	0,01	0,00	0,27
Y_2O_3	0,06	0,16	0,19	0,05	0,13	0,13	0,13	0,09	0,12
La_2O_3	4,53	3,53	4,42	3,24	3,27	3,38	3,37	3,60	3,67
Ce_2O_3	8,79	7,62	7,91	5,63	5,57	6,21	6,43	6,76	6,87
Pr_2O_3	0,93	0,66	0,91	0,70	0,40	0,70	0,89	0,50	0,71
Nd_2O_3	2,98	2,44	2,79	2,10	2,62	2,08	2,46	2,52	2,50
Gd_2O_3	0,94	0,71	0,90	0,79	0,74	0,67	0,76	0,65	0,77
Tb_2O_3	0,10	0,11	0,00	0,02	0,00	0,15	0,15	0,01	0,07
Ho_2O_3	0,00	0,32	0,00	0,09	0,18	0,31	0,01	0,40	0,16
Er_2O_3	0,03	0,00	0,00	0,17	0,00	0,06	0,24	0,23	0,09
Yb_2O_3	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,06	0,18	0,08	0,05
Sm_2O_3	0,55	0,07	0,99	0,86	0,32	0,47	1,34	0,39	0,62
Dy_2O_3	0,00	0,11	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Lu_2O_3	-	-	0,00	0,00	0,00	0,14	0,19	0,31	0,11
Tm_2O_3	-	-	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
Eu_2O_3	-	-	1,06	0,98	0,66	0,72	0,94	0,96	0,89
F	0,21	0,11	0,00	0,14	0,05	0,12	0,03	0,08	0,09
Cl	0,03	0,02	0,04	0,03	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04
Suma1	95,16	94,01	95,42	97,21	96,59	94,54	95,39	95,15	95,43
O=F,Cl	0,19	0,10	0,02	0,13	0,07	0,12	0,05	0,09	0,10
Suma2	94,96	93,91	95,40	97,07	96,52	94,42	95,34	95,06	95,34

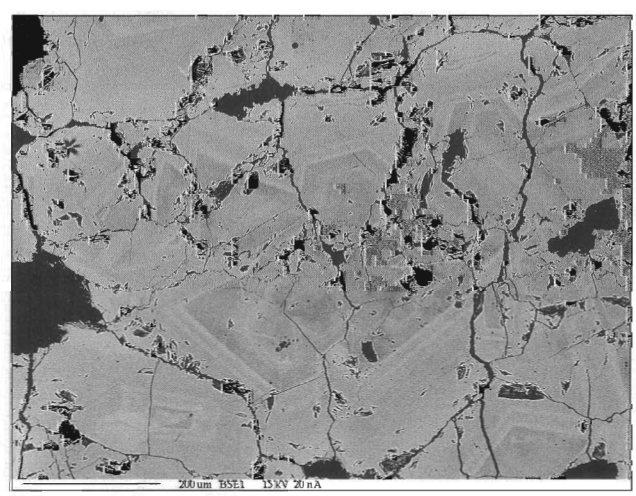
vzorka	9	10	11	12	Priemer 9-12	13	14	15	Priemer 13–15
SiO_2	33,88	33,78	33,22	32,83	33,43	38,02	37,59	37,15	37,59
TiO_2	0,29	0,28	0,20	0,42	0,30	0,03	0,11	0,06	0,06
Al_2O_3	14,91	19,37	19,72	16,90	17,72	26,71	25,78	25,90	26,13
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe_2O_3	15,29	13,55	12,86	13,25	13,74	8,11	9,34	9,22	8,89
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,37	0,08	0,04	0,02	0,13	0,10	0,10	0,15	0,12
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	14,82	16,21	17,17	15,97	16,04	23,79	23,64	23,73	23,72
Na_2O	0,19	0,02	-	-	0,11	-	-	-	-
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,20	0,07
ZrO_2	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01
ThO_2	1,34	0,42	0,21	0,55	0,63	0,00	0,00	0,01	0,00
U_2O_3	0,00	0,07	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	-	-	0,04	0,13	0,09	0,03	0,06	0,09	0,06
HfO_2	-	-	0,00	0,18	0,09	0,14	0,00	0,58	0,24
Y_2O_3	0,05	0,10	0,22	0,14	0,13	0,13	0,00	0,00	0,04
La_2O_3	2,94	4,06	3,50	3,22	3,43	0,06	0,04	0,05	0,05
Ce_2O_3	6,08	6,40	5,43	6,60	6,13	0,00	0,02	0,00	0,01
Pr_2O_3	0,69	0,57	0,39	0,76	0,60	0,00	0,09	0,00	0,03
Nd_2O_3	2,10	2,35	2,11	2,24	2,20	0,14	0,00	0,00	0,05
Gd_2O_3	0,72	0,72	0,73	0,71	0,72	0,00	0,01	0,00	0,00
Tb_2O_3	0,00	0,03	0,18	0,05	0,07	0,00	0,12	0,06	0,06
Ho_2O_3	0,00	0,14	0,02	0,24	0,10	0,00	0,00	0,06	0,02
Er_2O_3	0,00	0,02	0,00	0,06	0,02	0,12	0,00	0,13	0,08
Yb_2O_3	0,17	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,01
Sm_2O_3	0,27	0,40	0,76	0,76	0,55	0,32	0,29	0,22	0,28
Dy_2O_3	0,00	0,09	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Lu_2O_3	-	-	0,52	0,00	0,26	0,15	0,02	0,00	0,06
Tm_2O_3	-	-	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Eu_2O_3	-	-	1,38	0,12	0,75	0,17	0,17	0,21	0,18
F	0,42	0,09	0,00	0,01	0,13	0,18	0,00	0,00	0,06
Cl	0,07	0,02	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01
Suma1	94,62	98,79	98,79	95,27	96,87	98,25	97,41	97,87	97,84
O=F,Cl	0,38	0,08	0,00	0,02	0,12	0,15	0,00	0,01	0,06
Suma2	94,24	98,71	98,79	95,25	96,75	98,10	97,41	97,86	97,79

svetlé stredy kryštálov z hastingsitu a tmavé okrajové zóny z aktinolitu, v dvoch prípadoch aj z ferowinchitu. Pre analýzy ferowinchitu je typický nápadný nadbytok Si (obr 11).

Magnetit tvorí v hornine pásiky hrubé do 2 mm. Idiomorfné a hypidiomorfné zrná veľké až 0,4 mm (šesťuholníkové rezy) a agregáty sú paralelne usmernené a tvoria v amfibole vrstvičky hrubé okolo 2 mm. Magnetit vypĺňa



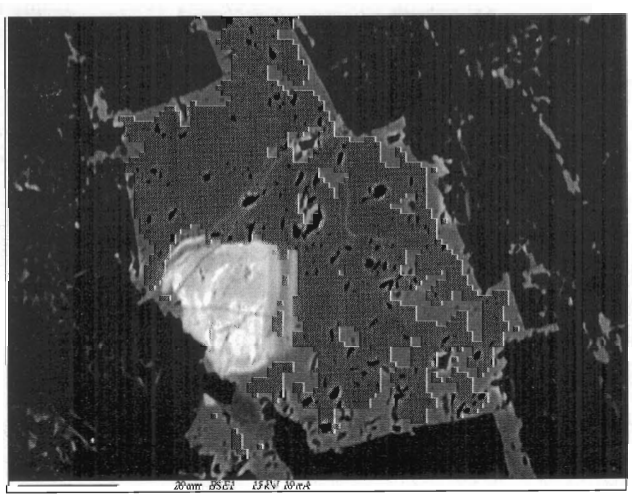
Obr. 12. Zonálny magnetit.
Fig. 12. Zoned magnetite.



Obr. 13. Agregát zonálnych kryštálov magnetitu.
Fig. 13. Aggregate of zoned magnetite crystals.

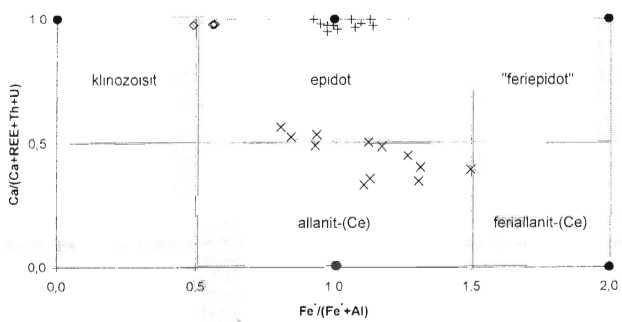
Tab. 5 (part 2)

vzorka	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	Priemer 16-26
SiO_2	37,91	37,74	37,77	36,38	36,48	36,64	36,48	36,81	36,43	36,65	36,21	36,86
TiO_2	0,04	0,06	0,02	0,11	0,10	0,13	0,09	0,18	0,12	0,04	0,14	0,09
Al_2O_3	20,15	21,68	19,35	19,78	20,70	21,48	21,13	19,02	20,95	20,99	20,05	20,48
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Fe_2O_3	17,03	15,05	18,06	17,77	16,33	15,52	16,43	17,91	15,58	15,67	17,47	16,62
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,10	0,15	0,07	0,03	0,46	0,14	0,62	0,05	0,15	0,03	0,27	0,19
MgO	0,39	0,19	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
CaO	22,30	22,24	22,17	23,03	22,20	22,81	21,89	22,70	22,72	23,11	22,37	22,50
Na_2O	0,01	0,01	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
K_2O	0,00	0,01	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
NiO	0,00	0,00	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
P_2O_6	-	-	-	0,02	0,06	0,03	0,08	0,03	0,03	0,03	0,08	0,04
ZrO_2	-	-	-	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
ThO_2	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
U_2O_3	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	-	-	-	0,34	0,68	0,87	0,93	0,20	0,69	0,51	0,61	0,60
HfO_2	-	-	-	0,00	0,00	0,13	0,00	0,11	0,00	0,00	0,22	0,06
Y_2O_3	-	-	-	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01
La_2O_3	-	-	-	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce_2O_3	-	-	-	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02
Pr_2O_3	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,14	0,11	0,04	0,06	0,00	0,04
Nd_2O_3	-	-	-	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,10	0,03
Gd_2O_3	-	-	-	0,02	0,04	0,04	0,01	0,08	0,03	0,00	0,08	0,04
Tb_2O_3	-	-	-	0,00	0,06	0,02	0,04	0,15	0,04	0,00	0,19	0,06
Ho_2O_3	-	-	-	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,22	0,00	0,08	0,04
Er_2O_3	-	-	-	0,00	0,13	0,00	0,00	0,21	0,00	0,07	0,00	0,05
Yb_2O_3	-	-	-	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Sm_2O_3	-	-	-	0,00	0,17	0,01	0,00	0,00	0,81	0,00	0,00	0,12
Dy_2O_3	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,13	0,00	0,04
Lu_2O_3	-	-	-	0,29	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,29	0,38	0,13
Tm_2O_3	-	-	-	0,00	0,01	0,13	0,01	0,00	0,10	0,00	0,00	0,03
Eu_2O_3	-	-	-	0,31	0,91	0,53	0,64	0,26	0,54	0,36	0,31	0,48
F	0,14	0,00	0,24	0,08	0,13	0,00	0,09	0,06	0,02	0,00	0,03	0,07
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01
Suma1	98,10	97,15	98,07	98,27	98,60	98,50	98,63	98,12	98,64	98,00	98,69	98,25
O=F,Cl	0,12	0,01	0,20	0,07	0,12	0,00	0,08	0,06	0,02	0,02	0,03	0,06
Suma2	97,98	97,15	97,86	98,21	98,49	98,49	98,56	98,07	98,61	97,98	98,66	98,19



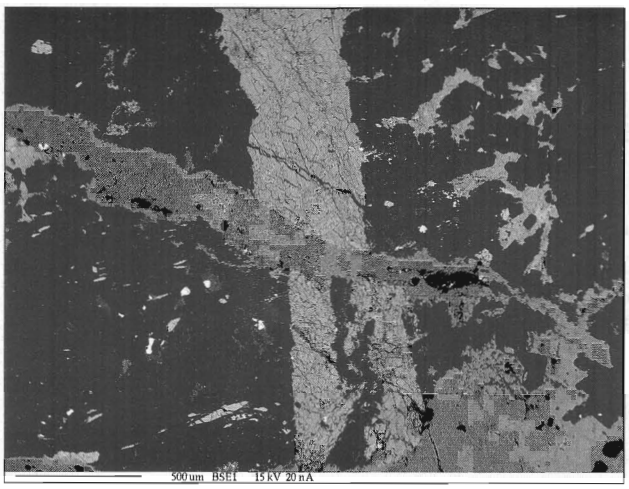
Obr. 14. Allanit-(Ce) (biely) s epidotom I (tmavosivý) v kremeni (čierny).

Fig. 14. Allanite-(Ce) (white) with the epidote I (dark grey) in the quartz (black).



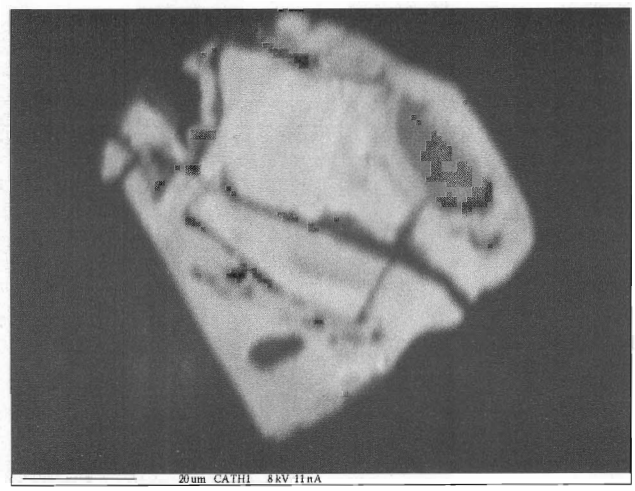
Obr. 15. Chemické zloženie minerálov skupiny epidotu. Pozn. Fe* je pre epidoty $Fe_{tot} = Fe^{3+}$, lebo je tam substitúcia $Al \rightarrow Fe^{3+}$, a pre allanit-(Ce) $Fe_{tot} = Fe^{2+}$, pretože substituujú $Ca^{2+} + REE^{3+} \rightarrow Al^{3+} + Fe^{2+}$

Fig. 15. Chemical composition of epidote group minerals. Note: Fe* is for epidote $Fe_{tot} = Fe^{3+}$, because the substitution of $Al \rightarrow Fe^{3+}$, and for allanite-(Ce) $Fe_{tot} = Fe^{2+}$, because $Ca^{2+} + REE^{3+} \rightarrow Al^{3+} + Fe^{2+}$



Obr. 16. Zilka epidotu II (tmavosivý) pretína starší hedenbergit (sivý) v asociácii s allanitom-(Ce) (biely) a titanitom (svetlosivý) v kremeni (čierny).

Fig. 16. Veinlet of epidote II (dark grey) cutting older hedenbergite (grey) associated with allanite-(Ce) (white) and titanite (light grey) in the quartz (black).



Obr. 17. Katodoluminiscencia zirkónu.

Fig. 17. Cathodeluminiscence image of zirkon.

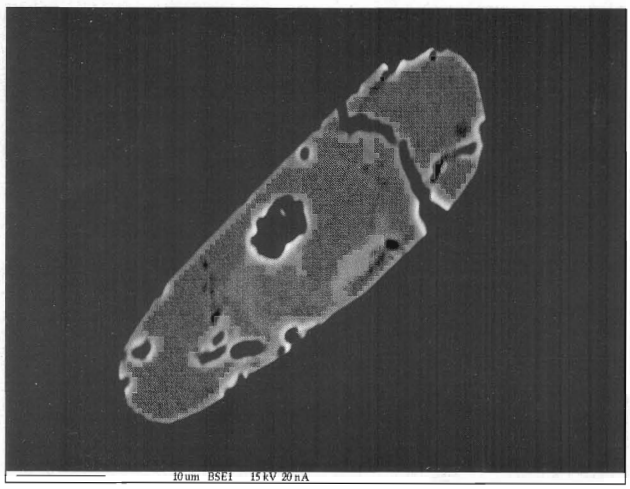
medzizrnové priestory hedenbergitu a amfibolov, obrastá ich a zatláča. Je mladší ako väčšina pyroxénov a amfibolov (hastingsit a feroaktinolit). Magnetit býva obrastaný a vo forme žiliek pretínaný mladším kalcitom, stilpnomelánom a aktinolitom (obr. 9). O pôvodnej idiomorfnosti kryštálov často svedčí už len ich chemická zonálnosť (obr. 12). Kryštály magnetitu majú v spätne odrazených elektrónoch najčastejšie oscilačnú zonálnosť, miestami, najmä v strede kryštálov, býva aj sektorová a difúzna chemická zonálnosť (obr. 13). Chemickú zonálnosť magnetitu spôsobujú najmä zvýšené prímesi Si, ktorý sa v štruktúre zamieňa pravdepodobne za Fe^{3+}. Obsah SiO_2 v magnetite dosahuje až 3,91 hm. % (0,15 *apfu*). Tmavé zóny (v spätne odrazených elektrónoch) spôsobuje najmä vyšší obsah Si, ale aj ďalších stopových prvkov, ako je Al, Mg, Mn, Ca, Zn a Ti (tab. 4). V svetlých zónach, charakteristických absenciou takmer všetkých prímesí, sa v nízkej koncentrácii vyskytuje hlavne Si alebo Al. Pri evolúcii kryštálov magnetitu sa najskôr v ich strede vylúčila pomerne homogénna zóna najväčšmi obohatená o Si a ďalšie prímesi, potom sa pri raste kryštálov vyrovnanosť systému postupne narúšala a to sa prejavuje oscilačnou zonálnosťou, v ktorej najsvetlejšia zóna obsahuje najviac Fe (Fe^{2+} a Fe^{3+}) a najmenej prímesí. Magnetit napokon kryštalizoval z takmer homogénneho roztoku so stabilným

Tab. 6
Chemické zloženie albitu (v hm. %)
Chemical composition of albite (in wt. %)

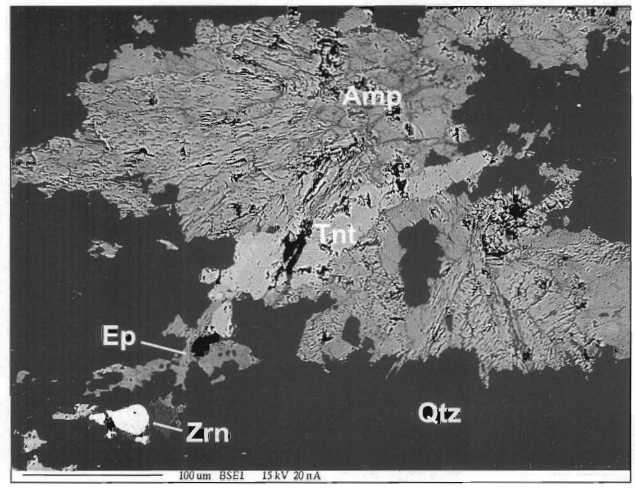
vzorka	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SrO	BaO	Suma
1	68,36	19,92	0,08	0,00	0,59	10,61	0,11	0,02	0,03	0,13	99,85
2	68,47	20,16	0,10	0,01	0,43	11,21	0,41	0,01	0,00	0,02	100,81
3	67,93	19,78	0,10	0,00	0,59	10,20	0,15	0,00	0,00	0,06	98,81
4	67,65	20,45	–	–	0,51	10,82	0,24	–	–	–	99,67
5	65,75	21,98	0,56	0,34	0,36	9,30	2,01	–	0,02	0,00	100,31
Priemer	67,63	20,46	0,21	0,09	0,49	10,43	0,59	0,01	0,01	0,05	99,89

Tab. 7
Chemické zloženie zirkónu (v hm. %)
Chemical composition of zircon (in wt. %)

vz. č.	SiO_2	CaO	P_2O_5	ZrO_2	ThO_2	U_2O_3	HfO_2	Y_2O_3	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Er_2O_3	Yb_2O_3	Sm_2O_3	Suma
1	32,06	0,00	0,13	64,56	0,03	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,07	0,33	98,12
2	32,13	0,00	0,10	66,52	0,01	0,01	1,20	0,00	0,00	0,06	0,03	0,01	0,23	0,21	0,18	100,59
3	32,09	0,00	0,05	65,47	0,00	0,07	2,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,08	0,00	0,08	0,00	99,91
4	32,29	0,02	0,18	67,72	0,00	0,00	1,43	0,18	0,00	0,00	0,08	0,00	0,05	0,00	0,30	102,08
5	32,30	0,02	0,19	66,55	0,00	0,06	1,56	0,10	0,00	0,05	0,00	0,13	0,30	0,06	0,00	101,31
Priemer	32,17	0,01	0,13	66,16	0,01	0,03	1,44	0,06	0,00	0,03	0,03	0,07	0,11	0,08	0,16	100,40



Obr. 18. Nehomogénny kryštál zirkónu.
Fig. 18. Inhomogenous crystal of zirkon.



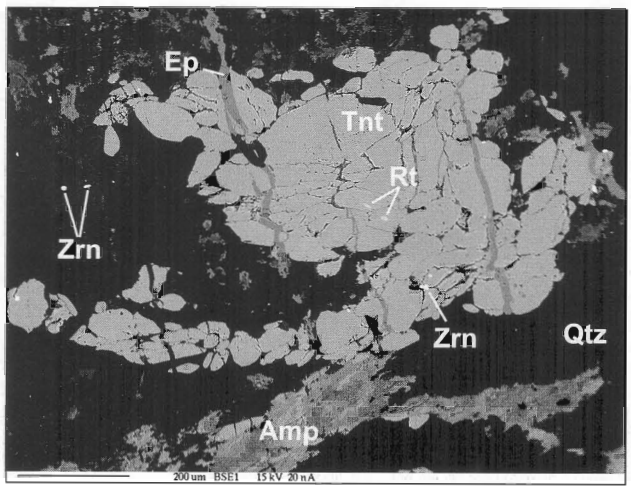
Obr. 19. Žilka titanitu pretína amfibol v kremeni v asociácii s epidotom II a zirkónom.
Fig. 19. Titanite veinlet cuts amphibole in quartz in association with epidote II and zircon.

Tab. 8
Chemické zloženie fluórapatitu (v hm. %)
Chemical composition of fluorapatite (in wt. %)

Anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	Priemer
SiO_2	0,05	0,05	0,02	0,03	0,04	0,06	0,02	0,04	0,04
TiO_2	0,01	0,01	0,05	–	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
Al_2O_3	0,00	0,00	0,00	–	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
FeO	0,04	0,03	0,08	0,07	0,08	0,26	0,23	0,27	0,13
MnO	0,00	0,01	0,05	0,06	0,05	0,00	0,06	0,03	0,03
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	54,49	56,00	55,56	55,17	55,21	54,62	53,68	53,86	54,83
Na_2O	0,00	0,01	0,02	–	–	–	–	–	0,01
F	2,66	2,92	3,33	2,80	3,14	3,00	3,46	3,01	3,04
Cl	0,24	0,09	0,17	0,15	0,13	0,19	0,22	0,20	0,17
P_2O_5	40,44	40,76	40,66	40,47	41,42	42,19	41,72	41,74	41,18
ZrO_2	0,15	0,22	–	0,00	0,00	0,16	0,09	0,13	0,11
ThO_2	0,00	0,00	–	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01
As_2O_3	–	–	–	–	–	0,02	0,07	0,06	0,05
U_2O_3	0,00	0,00	–	–	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	–	–	–	0,03	0,02	0,05	0,01	0,04	0,03
BaO	–	–	–	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
PbO	–	–	–	–	–	0,00	0,01	0,00	0,00
Y_2O_3	0,00	0,03	0,04	–	–	–	–	–	0,02
La_2O_3	0,00	0,18	0,00	–	–	–	–	–	0,06
Ce_2O_3	0,00	0,00	0,06	–	–	–	–	–	0,02
Pr_2O_3	0,07	0,08	0,00	–	–	–	–	–	0,05
Nd_2O_3	0,00	0,00	0,00	–	–	–	–	–	0,00
Gd_2O_3	0,00	0,00	0,06	–	–	–	–	–	0,02
Tb_2O_3	0,00	0,00	0,00	–	–	–	–	–	0,00
Ho_2O_3	0,00	0,00	0,14	–	–	–	–	–	0,05
Er_2O_3	0,08	0,00	0,00	–	–	–	–	–	0,03
Yb_2O_3	0,00	0,14	0,02	–	–	–	–	–	0,05
Sm_2O_3	0,02	0,13	0,05	–	–	–	–	–	0,07
Dy_2O_3	0,00	0,00	0,02	–	–	–	–	–	0,01
Suma	98,24	100,66	100,33	98,77	100,09	100.61	99,57	99,41	99,71

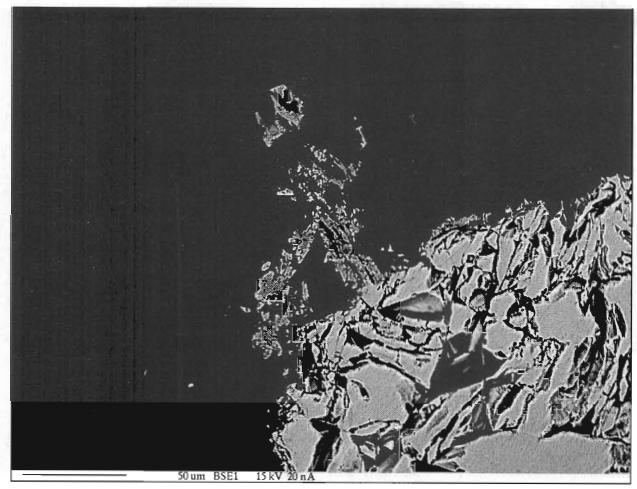
Tab. 9
Chemické zloženie titanitu (v hm. %)
Chemical composition of titanite (in wt. %)

Anal.	1	2	3	4	5	Priemer
SiO_2	30,49	30,24	30,61	31,01	30,50	30,57
TiO_2	36,18	36,44	35,43	35,47	36,84	36,07
Al_2O_3	1,42	1,48	2,17	2,36	1,40	1,77
Cr_2O_3	–	–	–	–	0,20	0,20
FeO	0,90	0,94	1,02	0,65	0,54	0,81
MnO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
CaO	27,77	28,28	28,62	27,92	27,86	28,09
Na_2O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
K_2O	–	–	–	–	0,03	0,03
F	0,23	0,00	0,09	0,27	0,00	0,12
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
NiO	–	–	–	–	0,01	0,01
P_2O_5	0,06	0,02	0,06	0,02	–	0,04
ZrO_2	0,03	0,23	0,03	0,00	–	0,07
ThO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	–	0,00
U_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	–	0,00
Y_2O_3	0,10	0,16	0,16	0,00	–	0,10
La_2O_3	0,10	0,04	0,00	0,00	–	0,03
Ce_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	–	0,00
Pr_2O_3	0,02	0,05	0,00	0,17	–	0,06
Nd_2O_3	0,19	0,00	0,07	0,00	–	0,06
Gd_2O_3	0,00	0,00	0,03	0,00	–	0,01
Tb_2O_3	–	0,06	0,04	–	–	0,05
Ho_2O_3	0,23	0,27	0,00	0,31	–	0,20
Er_2O_3	–	0,20	0,39	–	–	0,29
Yb_2O_3	0,07	0,12	0,05	0,10	–	0,08
Sm_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	–	0,00
Dy_2O_3	0,00	0,28	0,14	0,00	–	0,10
Suma	97,85	98,81	98,93	98,28	97,43	98,26



Obr. 20. Homogénny titanit (Tnt) s inklúziami zirkónu (Zrn) a rutilu (Rt) pretínaný mladšími žilkami epidotu II (Ep) v asociácii s amfibolom (Amp) v kremeni (Qtz).

Fig. 20. Homogeneous titanite (Tnt) with inclusions of zircon (Zrn) and rutile (Rt). Titanite is penetrated by younger veinlets of epidote II (Ep) in assemblages with amphibole (Amp) and quartz (Qtz).



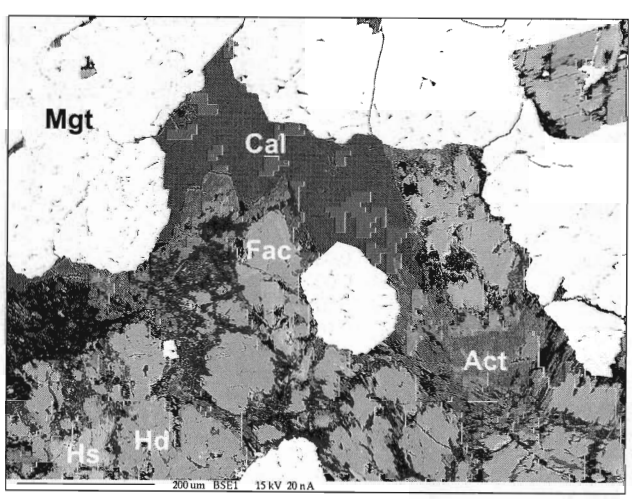
Obr. 21. Hematit (tmavosivý) obrastá starší magnetit (svetlosivý) v amfibolite.

Fig. 21. Hematite (dark grey) overgrows the older magnetite (light grey) in amphibolite.

obsahom stopových prvkov (elektrónové mikroanalýzy magnetitu sú v tab. 8). Priemerný kryštalochemický vzorec magnetitu zo Železníka (15 analýz) je $(Fe^{2+}_{1\ 05}Mg_{0\ 01}Ca_{0.01})_{1\ 07}(Fe^{3+}_{1\ 85}Si_{0\ 07}Al_{0\ 01})_{1\ 93}O_{4\ 00}$.

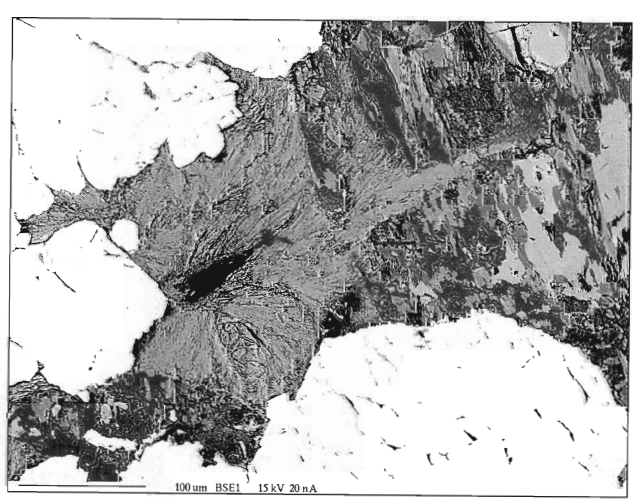
Minerály skupiny epidotu sú na lokalite zastúpené troma generáciami. Prvú tvorí prevažne *allanit-(Ce)* (obr. 14). Je idiomorfný až hypidiomorfný, chemicky niekedy výrazne zonálny a veľký do 0,04 mm. Vyskytuje sa roztrúsený v podobe izolovaných kryštálov najmä v kremeni v asociácii s epidotom I, v ktorom býva častý. Allanit-(Ce) je geneticky najstarší a vyznačuje sa najmä zvýšeným obsahom prvkov vzácnych zemín. Oproti ostatným dvom epidotom má mierne vyšší obsah Ti a naopak nižší Ca a Al (tab. 5, analýza 1–12). Charakteristický je najmä variabilitou obsahu Al a Fe, ale aj Ca a REE, pričom postupne prechádza z allanitu-(Ce) do epidotu (obr. 15).

Epidot I tvorí idiomorfné kryštály veľké najviac 0,06 mm až alotriomorfné zrná voľne roztrúsené najmä v kremeni. Je chemicky homogénny, neobsahuje nijakú koncentráciu prvkov vzácnych zemín a spomedzi všetkých minerálov skupiny epidotu má najvyšší obsah Al a Ca a najnižší Fe (tab. 5, analýza 13–15). Niekedy narastá na idiomorfné kryštály allanitu-(Ce) (obr. 14), obrastá ich alebo zatláča podobne ako titanit. Postupne prechádza do klinozoisitu (obr. 15).



Obr. 22. Kalcit (Cal) narastá na starší magnetit (Mgt) v asociácii s hedenbergitom (Hd), feroaktinolitom (Fac), aktinolitom (Act) a hastingsitom (Hs).

Fig. 22. Magnetite (Mgt) is overgrown by calcite (Cal) in assemblage with hedenbergite (Hd), ferro-actinolite (Fac), actinolite (Act) and hastingsite (Hs).



Obr. 23. Vejárovitý agregát stilpnomelánu (sivý) v magnetite (biely) v asociácii s hedenbergitom (svetlosivý v pravej časti fotografie) a amfibolmi (svetlosivé až tmavosivé).

Fig. 23. Fan-like aggregate of stilpnomelane (grey) in magnetite (white) in assemblage with hedenbergite (light grey, right) and amphiboles (light- and dark grey).

Tab. 10
Chemické zloženie kalcitu (v hm. %)
Chemical composition of calcite (in wt. %)

anal.	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	CO_2*	Suma
1	0,60	0,09	0,01	56,15	0,08	44,53	101,46
2	0,46	0,07	0,03	55,69	0,05	44,09	100,40
3	0,45	0,11	0,12	55,74	0,12	44,27	100,82
4	0,54	0,08	0,05	55,41	0,01	43,93	100,02
5	0,48	0,09	0,20	56,05	0,02	44,56	101,39
6	0,21	0,08	0,03	56,51	0,03	44,57	101,43
7	0,29	0,07	0,10	55,71	0,08	44,08	100,33
8	0,28	0,08	0,09	55,96	0,02	44,24	100,67
Priemer	0,41	0,08	0,08	55,90	0,05	44,28	100,81

* – CO_2 – dopočítané/calculated

3. generáciu tvorí *epidot II*. Spomedzi epidotov je najhojnejší a zároveň najmladší (obr. 16). Tvorí do 0,5 mm hrubé žilky presekávajúce allanit-(Ce) a epidot I, ako aj hedenbergit, amfiboly, titanit a kremeň. Je jedným z najmladších minerálov zrudnenia. V polarizačnom mikroskope pri rovnobežných nikoloch je zelený až hnedastý, má vysoký reliéf a vysoké interferenčné farby. Chemicky je takmer homogénny, neobsahuje prímesi prvkov vzácnych zemín a na rozdiel od ostatných členov skupiny epidotu obsahuje najväčšiu koncentráciu Sr (obsah SrO do 0,93 hm. %). Chemickým zložením je blízky epidotu I, ale má charakteristický, odlišný a pomerne stály pomer Fe/Al (tab. 5, analýza 16–26). Jeho chemické zloženie sa pohybuje okolo teoretického zloženia koncového člena epidotu (obr. 15).

Všetky tri generácie minerálov skupiny epidotu – s výnimkou jednej analýzy – sa vyznačujú silnou dominanciou Fe^{2+} a Fe^{3+} nad Al a zanedbateľnou izomorfiou medzi Fe, Mn a Mg.

Albit tvorí zrná veľké okolo 0,1–0,5 mm. Tvorí podstatnú časť horniny. Často narastá na zrná magnetitu. Prerastá s amfibolmi v asociácii s kremeňom, kalcitom, pyroxénmi alebo stilpnomelánom. Chemicky (tab. 6) sa vyznačuje slabou izomorfiou katiónov a nízkym obsahom Ca (iba 3,3 %).

Ortoklas sa vyskytuje najmä spolu s albitom a epidotom v polohách bez magnetitu. Podľa energiovo-disperzného spektra okrem hlavných prvkov – K, Si a Al – neobsahuje nijaké prímesi.

Kremeň je základným minerálom v zrudnení. Hojnejší je najmä v asociácii so živcami, pyroxénmi a epidotom, kým v polohách s magnetitom, amfibolmi a s ďalšími minerálmi je zriedkavejší. Je alotriomorfný a nevytvára nijaké kryštálové tvary.

Zirkón zriedka tvorí idiomorfné kryštály veľké maximálne 0,06 mm rozptýlené najmä v kremeni. Kryštály sú prizmaticky zaoblené, ale možno vidieť aj pentagonálne prierezy zirkónu. Často sa vyskytuje v asociácii s titanitom, ale aj s fluórapatitom a rutilom. Podľa katodoluminiscenčného obrazu (obr. 17) sa jeho vývoj interpretuje ťažko, lebo obrázky dokumentujú istú „zonálnosť". Chemicky je jemne zonálny (obr. 18) a túto zonálnosť spôsobuje izomorfia Zr → Hf. Obsah HfO_2 sa pohybuje od ~ 1 do ~ 2 hm. % (tab. 7).

Fluórapatit tvorí v hornine oblé zrná veľké najviac 0,4 mm. Vyskytuje sa v asociácii s titanitom, rutilom, epidotom, hedenbergitom a amfibolmi. Chemicky je homogénny (elektrónové mikroanalýzy sú v tab. 8).

Titanit má väčšinou formu idiomorfných prizmatických kryštálov v kremeni dlhých najviac 1 mm. Najčastejšie vystupuje v asociácii s epidotom a hedenbergitom. Tvorí žilky v amfiboloch (obr. 19) a pretína ho epidot II (obr. 20). Obsahuje inklúzie rutilu a zirkónu (obr. 20). Chemicky je homogénny a okrem hlavných prvkov obsahuje charakteristické množstvo Al (obsah Al_2O_3 je 1,40–2,36 hm. %) a Fe (obsah FeO je 0,54–1,02 hm. %). Obsah F je do 0,27 hm. % (tab. 9).

Hematit tvorí lem na okraji magnetitu hrubý 0,01 mm a drobné šupiny v magnetite dlhé do 1 mm. Je výrazne anizotropný, ale vnútorné reflexy nevidno. Pozorovateľné je zatláčanie magnetitu hematitom od okraja (obr. 21), ale aj pozdĺž puklín. Tvorí sieť žiliek v magnetite hrubých od niekoľko μm do 0,02 mm.

Pyrit sme pozorovali len ako sporadické zrná uzavreté v magnetite veľké do 0,02 mm.

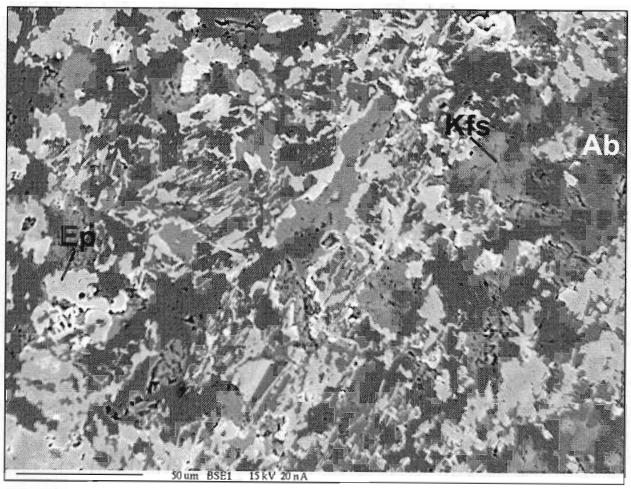
Kalcit sa zriedka vyskytuje v asociácii s magnetitom, hedenbergitom a amfibolmi (obr. 22) a tvorí veľké kryštály veľké do 1 mm. Vyskytuje sa v podobe žiliek v diopside, hedenbergite, amfiboloch a magnetite. Chemicky je homogénny a neobsahuje nijaký významnejší obsah iných katiónov, okrem Ca. Obsah sledovaných prímesí (MgO, MnO, FeO a SrO) dosahuje len 0,0X až 0,X hm. % (tab. 10).

Rutil veľmi zriedka vytvára idiomorfné alebo hypidiomorfné uzavreniny v titanite (obr. 20) veľké do 16 μm. Vystupuje v asociácii so zirkónom. Kryštály titanitu s rutilom sú často pretínané žilkami epidotu II. Je chemicky homogénny.

Stilpnomelán tvorí vejárovité radiálne agregáty veľké do 0,2 mm rozptýlené medzi kryštálmi amfibolu, hedenbergitu a magnetitu (obr. XX) a niekedy veľmi tenké žilky v magnetite a hastingsite, ktoré aj obteká. Chemicky takmer homogénny. Napriek tomu, že patrí medzi minerály s veľmi variabilným chemickým zložením, stilpnomelán zo Železníka má pomerne stabilne chemické zloženie. Najväčšia variabilita je pri Mg, Fe, Si a Ca. Priemerné chemické zloženie železníckeho stilpnomelánu je: K_2O 0,98, CaO 0,58, Na_2O 0,08, FeO 26,19, MgO 8,16, MnO 1,05, NiO 0,01, SiO_2 48,12, Al_2O_3 4,08, TiO_2 0,01, Cr_2O_3 0,01, spolu 89,29 hm. %.

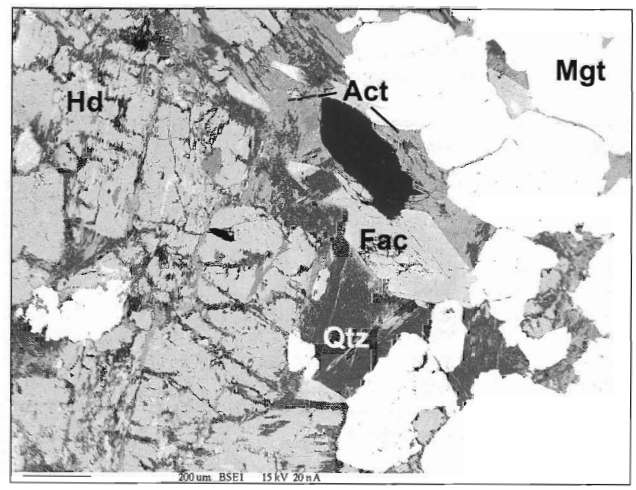
Chemické zloženie pôvodných a zrudnených hornín

Na zistenie distribúcie jednotlivých prvkov resp. oxidov sme analyzovali nezrudnenú horninu (obr. 24) a zrudnené polohy s magnetitom (obr. 25). Výsledky sú v tab. 11. Okolitý amfibolit bez magnetitovej mineralizácie sa od zrudnenej polohy odlišuje vyšším obsahom SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O a P_2O_5 a zo stopových prvkov najmä Ba, Sr a V. Vyšší obsah SiO_2 a Na_2O spôsobili väčšie množstvo albitu, pri Ti najmä obsah titanitu, pri Al hlavne výrazne zastúpený epidot (obr. 24) a zvýšenú koncentráciu



Obr. 24. Minerály epidotovej skupiny (Ep), draselný živec (Kfs) a plagioklas (Ab) v nezrudnenom amfibolite.

Fig. 24. Minerals of epidote group (Ep), K-feldspar (Kfs) and plagioclase (Ab) in non-mineralized amphibolite.



Obr. 25. Magnetit (Mgt), feroaktinolit (Fac), hedenbergit (Hd), aktinolit (Act) a kremeň (Qtz) v zrudnenej polohe. Čierna škvrna v strede výrezu je diera.

Fig. 25. Magnetite (Mgt), euhedral ferro-actinolite (Fac), hedenbergite (Hd), actinolite (Act) and quartz (Qtz) from ore body. Black spot in the centre of figure is the hole.

P_2O_5 vyššia koncentrácia fluórapatitu v pôvodnom amfibolite. Vyšší obsah K_2O spôsobujú najmä živce a pravdepodobne aj biotit. Zvýšené množstvo stopových prvkov – Ba a Sr – sa podobne ako Na, Si alebo K viaže na živce. Z elektrónovej mikroanalýzy kalcitu zo zrudnenej polohy a albitu z pôvodného amfibolitu (tab. 11) vyplýva, že v kalcite je oveľa vyšší obsah Sr ako v albite. Tento fakt sa však v chemických analýzach hornín takmer vôbec neprejavuje, lebo obsah kalcitu v zrudnenej polohe je oproti zastúpeniu a kvantite živcov zanedbateľný. Fe je na rozdiel od spomenutých prvkov silno obohatené v amfibolite s magnetitom. Ako ukázala chemická analýza, Mg a Ca sú charakteristické kolísaním obsahu v obidvoch typoch vzoriek. Príčinou zmien je najmä rozdielny obsah pyroxénov a amfibolov vo všetkých vzorkách, v menšej miere aj nerovnomerná distribúcia kalcitu a stilpnomelánu v zrudnenom amfibolite na jednej a epidotu v nezrudnenom amfibolite na druhej strane. Obsah Zr odráža jeho vyšší obsah v materskom amfibolite. Pri interpretácii analýz treba brať do úvahy, že prevaha Fe v rudnej vzorke sa odráža v poklese iných prvkov.

Tab. 11
Chemické zloženie amfibolitu (IŽe-1) a zrudneného amfibolitu (FeIŽe-2). Oxidy sú v hm. % a prvky v ppm
Chemical composition of the amphibolite (IŽe-1) and mineralized amphibolite (FeIŽe-2). Oxides are in wt. %, elements in ppm

	IŽe-1	FeIŽe-2
SiO_2	46,19	32,99
TiO_2	0,67	0,06
Al_2O_3	8,39	0,57
FeO	n. a.	n. a.
Fe_2O_3	25,60	51,65
MnO	0,21	0,19
MgO	5,02	4,57
CaO	10,86	10,06
Na_2O	1,69	0,13
K_2O	0,54	0,04
P_2O_5	0,16	0,06
strata suš.	0,35	0,24
strata žíh.	0,44	0,24
Suma	100,12	100,80
B	n. a.	n. a.
Ba	106	7
Co	12	5
Cr	74	<5
Cu	8	11
Ga	n. a.	n. a.
La	6	<1
Mo	<0,2	0,4
Ni	40	11
Pb	<4	<4
Sr	137	<5
V	136	16
Y	22	3
Zr	120	16

Diskusia a záver

Podľa Poláka (1956) „Amfibolity tvoria metamorfovaný lamprofyrický diferenciát, ktorý vnikol do okolných hornín v podobe malého pňa s početnými drobnými apofýzami a bol s nimi spoločne metamorfovaný Jeho štruktúra aj tvar telesa je teda metamorfného charakteru." Polák (l. c.) v málo odkrytom teréne v tom čase použil plytké technické práce a z náčrtu v jeho práci vyplýva skôr šošovkovitá forma telies amfibolitov. Podľa nášho názoru je pravdepodobnejší vulkanický pôvod amfibolitov tak ako v širšom okolí Považského Inovca (Malé Karpaty a Tribeč). Ide o horniny metamorfované v amfibolitovej fácii.

Pôvodné bázické vulkanity so sedimentárnou Fe mineralizáciou boli hercýnsky metamorfované v amfibolitovej fácii pri teplote asi nad 400 °C (Putiš, ústna informácia). Hlavnými minerálmi zrudneného amfibolitu sú magnetit, hastingist a hedenbergit, sprievodnými feroaktinolit, aktinolit, diopsid, kremeň, albit, kalcit, stilpnomelán, epidot,

hematit, titanit, zirkón, allanit-(Ce), fluórapatit a pyrit. Magnetit vznikol v hercýnskej metalogenetickej epoche. Redistribúcia Fe z pôvodných Fe minerálov horniny je menej pravdepodobná, lebo na Fe sú bohaté aj okolité amfiboly a pyroxény. Kryštalizácia magnetitu nasledovala po vykryštalizovaní podstatnej časti pyroxénov a amfibolov.

V prvom štádiu metamorfózy kryštalizoval diopsid → hedenbergit → hastingsit, feroaktinolit → albit + ortoklas → titanit → rutil, epidot I, allanit-(Ce), fluórapatit, zirkón (?) → magnetit a → kremeň (?). V nezrudnenom amfibolite sa rozpustili alebo boli odnesené (najmä K, menej Na a Ba), kremeň (Si), epidot (hlavne Al) a akcesórie (Ti, Zr, P, REE). V druhom štádiu metamorfózy (diaftorézy) postupne kryštalizoval kalcit, stilpnomelán, hematit → aktinolit → epidot II (?) a → pyrit.

Poďakovanie. Za cenné pripomienky k rukopisu nášho príspevku ďakujeme doc. Dr J. Zimákovi z Prírodovedeckej fakulty Univerzity Palackého v Olomouci. Práca bola financovaná z výskumnej úlohy MŽP SR 0503 Zdroje rudonosných fluíd v metalogenéze Západných Karpát a z grantu VEGA 1/1026/04.

Literatúra

Cambel, B., Korikovskij, S. P., Krasivskaja, I. S. & Arakeljane, M. M., 1986: Opredelenije vozrasta retrogradnogo metamorfizma v Zapadnych Karpatoch K-Ar metodom po muskovitam. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 3, 375–386.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F & Putiš, M., 1993: $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. *PAEWCR Conference, Excursion guide, Stará Lesná, 11–20.*

Ferenczi, S., 1915: Geologische Beobachtungen am mittleren Teile des Inovec. *In: Jahreberichte der kgl. ung. Geol. Reichsanstalt, Budapest.*

Ferenczi, S., 1934: Beiträge zur Kenntniss der Geologie des nördlichen Teiles des Inovec-Gebirges. *In: Jahresberichte der ung. Geol. Anstalt, Budapest, 1917–1924.*

Finger, F., Broska, I., Haunschmid, B., Hraško, Ľ., Kohút, M., Krenn, E., Petrík, I. & Riegler, G., 2003. Chemical Th(U)-Pb dating of accessory monazites from Western Carpathian basement granitoids by means of the electron microprobe. *Geol. Rdsch.*

Hovorka, D., 1960: Poznámky o kremitých porfyritoch severnej časti Považského Inovca. *Geol. Práce, Zpr., 18.*

Kamenický, J., 1950: Zpráva o výskyte železnej rudy v Starej Lehote, okres Nové Mesto nad Váhom. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava.*

Kamenický, J., 1956: Správa o geologickom mapovaní a výskume severnej časti kryštalinika Považského Inovca. *Geol. Práce, Zpr., 8, 110–124.*

Kantor, J., 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des Westkarpatischen Kristallins. *Geol. Práce, Zoš., 60, 303–318.*

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, Ch. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. Ch., Grice, J. D., Hawthorne, F C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V G., Linthout, K., Laird, Jo, Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report to the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canad. Mineralogist, 35, 219–246.*

Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N. & Whittaker, E. J. W., 2003: Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 Recommendations. *Canad. Mineralogist, 41, 1355–1362.*

Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. & Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. II. Západní Karpaty. *Praha, Academia, 495.*

Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky. *Bratislava, Veda, 503.*

Martin, R. F., 1998: The nomenclature of minerals: A compilation of IMA reports. Ottawa, 149.

Ozdín, D., 2004 Skratky minerálov schválené IMA. *Mineralia Slov., 3–4, 367–370.*

Plašienka, D. & Marko, F., 1993: Geologická stavba strednej časti Považského Inovca. *Mineralia Slov., 1, 11–22.*

Polák, S., 1956: Výskyt magnetitu na Železníku pri obci Trenčianske Jastrabie, okr Bánovce nad Bebravou. *Geol. Práce, Zpr., 7, 137–144.*

Polák, S., 1969: Orientačné poznatky o zlate v recentných náplavoch a mladých fosílnych sedimentoch na východnom úbočí Považského Inovca. *Mineralia Slov., 1, 39–44.*

Polák, S., 1971: Príspevok k metalogenéze Považského Inovca. *Mineralia Slov., 3, 237–242.*

Polák, S., 1987: K prognózam primárneho zlatého zrudnenia v pohorí Považský Inovec. *Mineralia Slov., 19, 1, 61–68.*

Polák, S. & Hanas, P., 1982: Scheelit v Považskom Inovci. *Mineralia Slov., 14, 280–283.*

Putiš, M., 1980: Succession of tectonic structures in the crystalline and envelope Paleozoic of Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 619–626.*

Putiš, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. *Manuskript – archív GÚ SAV, Bratislava, 180.*

Putiš, M., 1982: Bemerkungen zu dem Kristallin in dem Bereich des Považský Inovec, Suchý and Kráľova hoľa. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 191–196.*

Putiš, M., 1983: Outline of geological-structural development of the crystalline complex and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor Geol. carpath., 34, 457–482.*

Putiš, M., 1986: Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca. *Geol. Práce, Spr., 84, 65–83.*

Rojkovič, I., 1980: Mineralogical characterization of uranium mineralization in the Permian of the Považský Inovec Mts. *In: Permian of the West Carpathians. Bratislava, GÚDŠ, 137–146.*

Rojkovič, I., 1997: Uranium mineralization in Slovakia. *Bratislava, Univerzita Komenského, 117*

Rojkovič, I. & Novotný, L., 1993: Uránová mineralizácia v tatriku a vo veporiku. *Mineralia Slov., 25, 341–348.*

Štimmel, I., Novotný, L. & Mihál, F., 1984: Záverečná správa o geologickoprieskumných prácach v oblasti Považského Inovca. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava, 236.*

Rukopis doručený 14. 11. 2005
Revidovaná verzia doručená 5. 4. 2006
Rukopis akceptovaný 21. 2. 2006

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 124–130

Mineralogické štúdium fantómových kalcitov z Gemerskej Vsi

TÍMEA BÁLINTOVÁ[1], DANIEL OZDÍN[1], PAVEL FEJDI[1], MARTIN ŠTEVKO[1], MILOŠ GREGOR[2] a JOZEF STANKOVIČ[3]

[1]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava 4
[2]Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava 4
[3]Centrálne laboratórium elektrónovooptických metód Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava 4

Mineralogical study of phantom calcite from village Gemerská Ves, Slovakia

In the quarry near Gemerská Ves village has been found calcite forming mostly scalenohedral crystals with crystal forms scalenohedrons {21$\bar{3}$1} and {21$\bar{3}$4}, hexagonal prism {10$\bar{1}$0} and rombohedron {10$\bar{1}$1}. Calcite is characteristic by phantom crystals. In the phantom crystals the calcite is mostly transparent with the non-transparent phantom of terracotta colour. Electron microprobe analyses show only very small difference between those two types of calcite. Difference between transparent and terracotta calcites is in the range of several hundredth wt. %. X-ray analyses of both types of calcite show very small differences too. Phantom appearance of calcite is caused by terracotta scum brought by mixing water from which calcite crystallized. The scum is formed from the very small particles, probably clay minerals, found in the beginning of X-ray pattern. The calcite from Gemerská Ves village has in the ultraviolet light the-white-green and white-light violet colours or has no luminescence.

Key words: calcite, phantom, X-ray, microprobe analyses, Gemerská Ves, Gemericum, Slovakia

Úvod

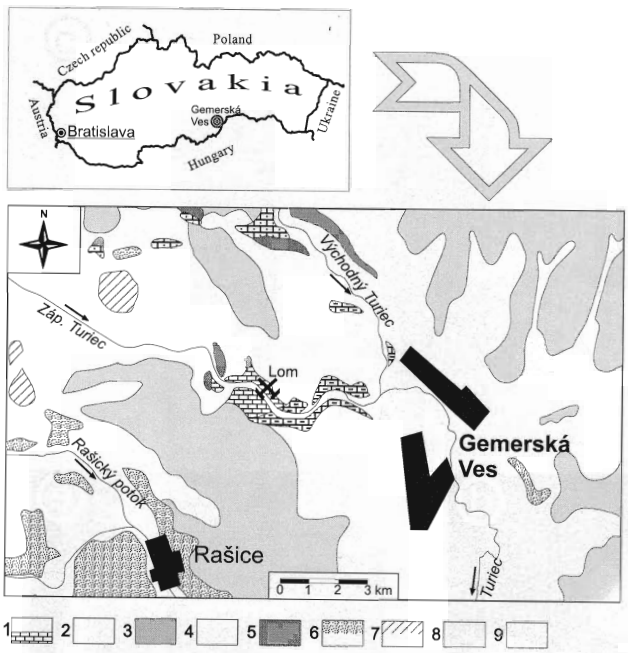
Za fantóm sa pokladá varieta minerálov, v ktorých spravidla v priehľadnom alebo polopriehľadnom kryštáli možno vidieť ďalší kryštál. Tento vnútorný kryštál môže nadobúdať úplne odlišnú farbu (najčastejšie je biely, sivý, zelený, červený a priehľadný) ako vonkajší kryštál. Ak majú obidva kryštály rovnakú farbu alebo sú priehľadné, fantóm sa dá rozoznať pomocou prírastkových plôch alebo podľa farebne jemne odlišných vonkajších kryštálových tvarov vnútorného kryštálu. Fantómy sú v mineráloch pomerne zriedkavé a najčastejšie sa vyskytujú v dobre vykryštalizovaných mineráloch narastených väčšinou v dutinách alebo puklinách hornín. Fantómové variety vznikajú podobne ako niektoré zrasty, napríklad žezlovitý vývoj kremeňa. Žezlovitý vývoj alebo zrast je tvorený starším prizmatickým kryštálom, na ktorom je narastený mladší, spravidla širší kryštál s vyvinutými vrchnými plochami. Tieto plochy pri pôvodnom kryštáli nie sú a v prípade kremeňa starší kremeň takmer výlučne tvoria prizmatické plochy. Fantómové kryštály vznikajú trocha zložitejšie dvomi spôsobmi. V prvom prípade narastá priehľadný alebo priesvitný mladší väčší kryštál na starší menší kryštál. Druhou možnosťou je, že pri kryštalizácii minerálu (z gélu?) nastane prínos roztokov obsahujúcich jemne dispergovaný kal, nečistotu, ale aj minerálne fázy, ako sú napr. chlority, goethit, hematit a pod., ktoré môžu vytvoriť zóny inej farby. Podmienkou je, že pri kryštalizácii musí minerál vytvárať nejaký vonkajší kryštálový tvar. Fantómové kryštály najčastejšie vytvára kremeň, ale často aj fluorit, barit a kalcit.

V júni 2002 sa v starom opustenom lome neďaleko Gemerskej Vsi našlo viac makroskopicky odlišných kalcitov, medzi ktorými vynikali fantómové kalcity, a preto sa v tomto príspevku zameriavame na ich morfologický, mineralogický a genetický výskum. Motiváciou naň bol aj fakt, že skúmané fantómové kalcity patria medzi najkrajšie doteraz známe na našej planéte.

Geologická pozícia výskytu

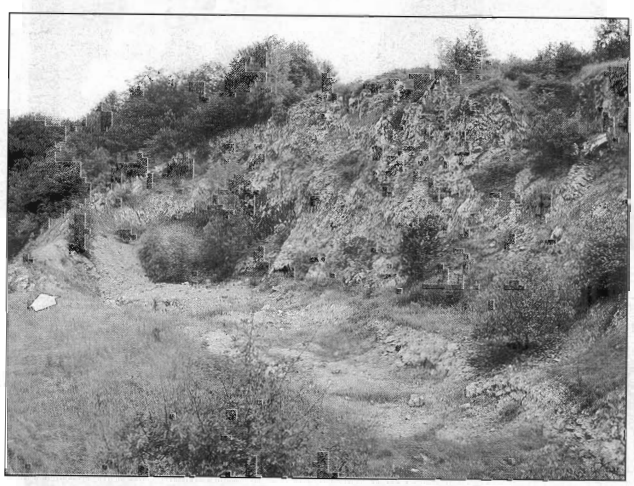
Študovaná lokalita leží cca 1,5 km na Z od Gemerskej Vsi na pravej strane potoka Západný Turiec (obr. 1) a jej širšie okolie budujú kvartérne fluviálne a deluviálne hlinitoílovité sedimenty, polohy terciérneho štrku, piesku a pestrého ílu poltárskeho súvrstvia vypĺňajúce Rimavskú kotlinu (Elečko et al., 1985). V podloží týchto sedimentov vystupujú triasové, prevažne karbonátové sedimenty silického príkrovu a meliatskej skupiny (Vass et al., 1989) V oblasti vystupujú na povrch vrstvy triasového wettersteinského a reiflinského vápenca (pelsón – ilýr) silického príkrovu (Elečko et al., 1985).

V študovanom lome je sivý strednotriasový organogénny a kalový wettersteinský vápenec silického príkrovu



Obr. 1. Geologická mapa okolia Gemerskej Vsi (Elečko et al., 1985; zjednodušené). *Silický príkrov* (trias): 1 – wettersteinský vápenec, 2 – reiflinský vápenec, 3 – gutensteinský dolomit, 4 – gutensteinský vápenec, *Terciér:* 5 – organodetritický a detritický vápenec, zlepenec a brekcia lučenského súvrstvia (oligocén – miocén, eger), 6 – vápnitý silt a siltovec s polohami piesku a ílu lučenského súvrstvia (oligocén – miocén, eger), 7 – vulkanický komplex pokoradzského súvrstvia (báden – sarmat), 8 – štrk, piesok, pestrý íl poltárskeho súvrstvia (neogén, miocén), *Kvartér:* 9 – nečlenené kvartérne sedimenty.

Fig. 1. Geological map of the vicinity of Gemerská Ves village (after Elečko et al., 1985; adapted). *Silica nappe* (Triassic). 1 – Wetterstein Limestone, 2 – Reiflin Limenstone, 3 – Guttenstein Dolomite, 4 – Guttenstein Limestone, *Tertiary:* 5 – organodetritic and detritic limestone, conglomerate and breccia of the Lučenec Formation (Oligocene – Miocene, Egerian), 6 – calcareous silt and siltite with sand and clay layers of the Lučenec Formation (Oligocene – Miocene, Egerian), 7 – volcanic complex of Pokoradza Formation (Badenian – Sarmatian), 8 – gravel, sands and various clays of Poltár Formation (Neogene, Miocene), *Quaternary:* 9 – undivided Quaternary sediments.



Obr. 2. Miesto výskytu fantómových kalcitov v lome pri Gemerskej Vsi.

Fig. 2. Place of the occurrence of phantom calcites in the quarry near Gemerská Ves village.

prechádzajúci do svetlosivého až sivobieleho vápenca nepravidelného, miestami trieskovitého až lastúrovitého lomu s brekciovitými úsekmi (Grecula ed., 1995).

Metodika

Kvalitatívna prášková difrakčná analýza kalcitu sa urobila na prístroji DRON-3 (Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave) za týchto podmienok: žiarenie Co Kα, filter Fe, rýchlosť posunu ramena goniometra 1 °/s., urýchľovacie napätie 30 kV a prúd 15 mA. Mriežkové parametre kalcitu sa vypočítali pomocou programu UNITCELL (Holland a Redfern, 1997). Do výpočtov sme vstupovali s vybratými difrakciami s vylúčením ich koincidencie a použili sme difrakčné indexy (hexagonálne osi) z programu PCW-10 (Kraus a Nolze, 1997).

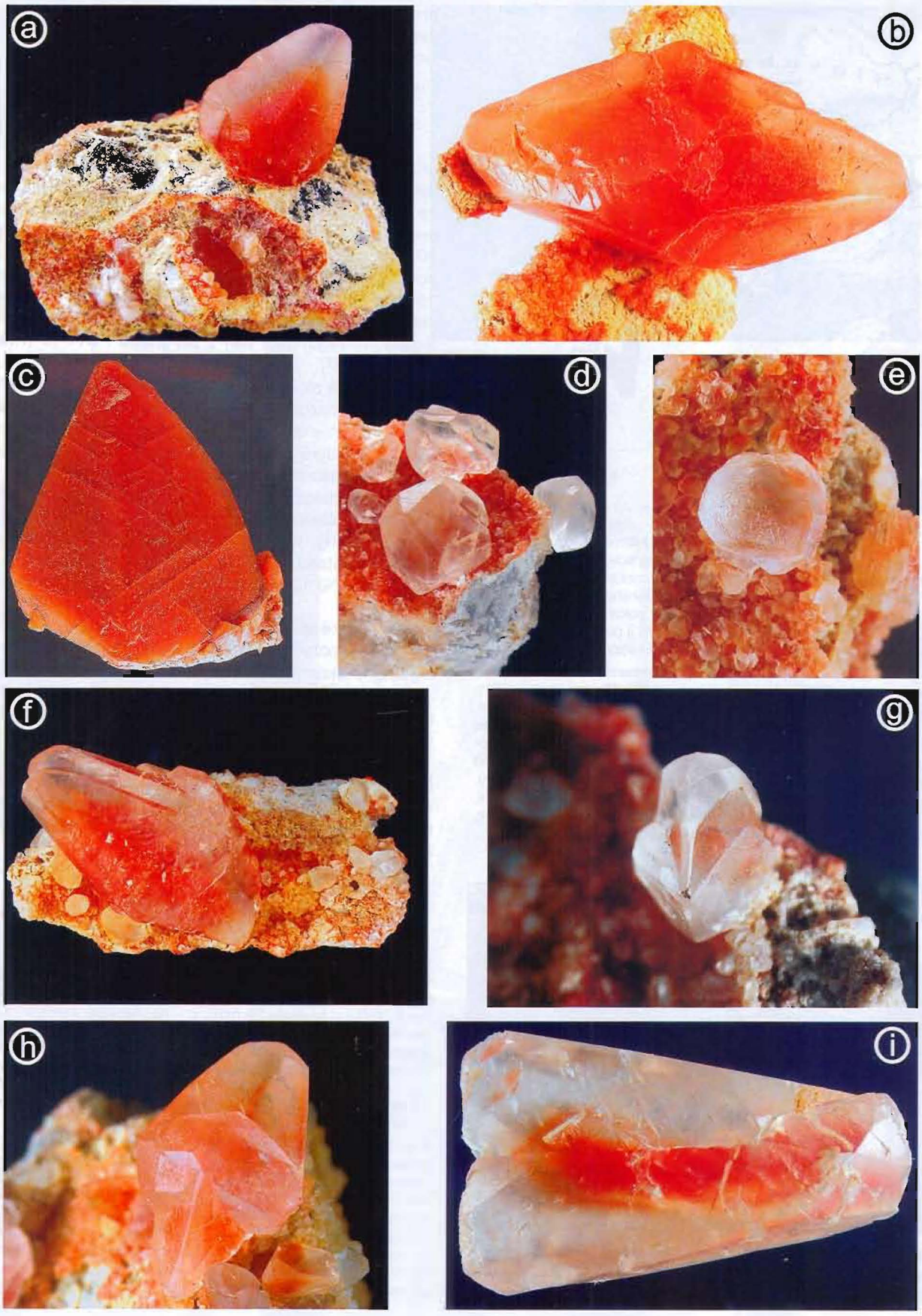
Chemické zloženie kalcitu zmerané vlnovodisperznou analýzou a pozorovanie kompozície minerálov v spätne rozptýlených elektrónoch sme robili na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX100 (ŠGÚDŠ v Bratislave) pri urýchľovacom napätí 15 kV, vzorkovom prúde 20 nA a priemere elektrónového lúča 18–25 μm. Pri meraní sme použili tieto štandardy: hematit (Fe Kα), rodonit (Mn Kα), MgO (Mg Kα), wollastonit (Ca Kα) a $SrTiO_3$ (Sr Lα). Priemerná štandardná odchýlka stanovovaných prvkov bola (v hm. %): Ca 0,099, Fe 0,020, Mn 0,018, Mg 0,011, Sr 0,019.

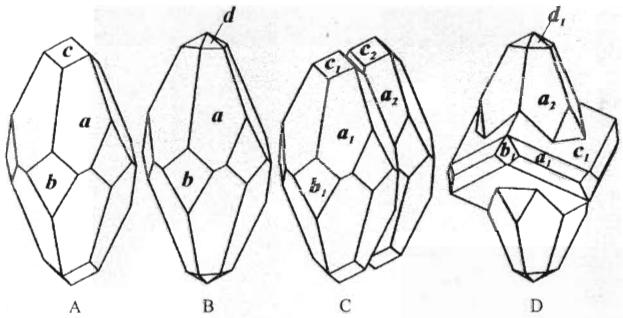
Na optické štúdium kalcitu a dokumentáciu morfológie sme použili polarizačný mikroskop Amplival Zeiss. Morfológiu sme skúmali aj v sekundárnych elektrónoch (SE, JEOL, JXA-840A; centrálne laboratórium elektrónovo-optických metód Prírodovedeckej fakulty UK) pri urýchľovacom napätí 10 alebo 15 kV a pri vzorkovom prúde 1.2 nA.

Morfológia kalcitu sa modelovala programom SHAPE (Dowty, 1988). Kryštály sa pozorovali aj v ultrafialovom svetle s použitím lampy UVSL-58 s vlnovou dĺžkou žiarenia 254–366 nm. Výsledky sme porovnávali s údajmi z literatúry (Sterling Gleason, 1972).

Obr. 3. a – kalcit s fantómom kopírujúcim jeho vonkajší tvar (veľkosť kryštálu 42 mm), b – obojstranne vyvinutý skalenoedrický fantómový kalcit (veľkosť kryštálu 55 mm), c – nepriesvitný kalcit enormne obohatený o železitý kal (veľkosť kryštálu 44 mm), d – izometrické priehľadné až priesvitné kryštály kalcitu (veľkosť najväčšieho kryštálu 10 mm), e – zaoblený kryštál kalcitu (veľkosť kryštálu 5 mm), f–i – rozličné typy zrastov fantómových kalcitov (f – veľkosť kryštálu 53 mm, g – veľkosť kryštálu 5 mm, h – veľkosť kryštálu 48 mm, i – veľkosť kryštálu 31 mm). ▶

Fig. 3. a – phantom of calcite copying its externals form (size of crystal 42 mm), b – double terminated scalenohedron of phantom calcite (size of crystal 55 mm), c – non-transparent calcite markedly enriched by ferrous-mud (size of crystal 44 mm), d – translucent to transparent isometric crystal of calcite (size of biggest crystal 10 mm), e – rounded crystal of calcite (size of crystal 5 mm), f–i – various types of intergrowth of phantom calcites (f – size of crystal 53 mm, g – size of crystal 5 mm, h – size of crystal 48 mm, i – size of crystal 31 mm).


a
b
c
d
e
f
g
h
i



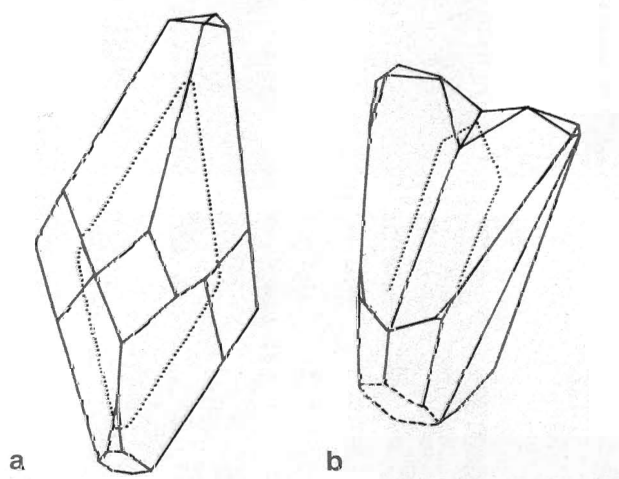
Obr. 4. Idealizovaná morfológia kryštálov kalcitu. A – prvý morfologický typ, *a* skalenoéder {21$\bar{3}$1}, *b* hexagonálna prizma {10$\bar{1}$0} a *c* romboéder {10$\bar{1}$1}, B – druhý morfologický typ skalenoédre *a*{21$\bar{3}$1}, *d*{21$\bar{3}$4} a hexagonálna prizma *b*{10$\bar{1}$0}, C – rovnobežné narastanie kryštálov 1. typu, D – rovnobežné narastanie kryštálov 1. a 2. typu.

Fig. 4. Morphological interpretation of crystals of calcite. A – first morphological type *a* scalenohedron {21$\bar{3}$1}, *b* hexagonal prism {10$\bar{1}$0} a *c* rhombohedron {10$\bar{1}$1}, B – second morphological type, scalenohedrons *a*{21$\bar{3}$1}, *d*{21$\bar{3}$4} a hexagonal prism *b*{10$\bar{1}$0}, C – parallel overgrowth of 1st type of crystals, D – parallel overgrowth of both crystal types.

Výsledky

V malom opustenom lome na okraji Gemerskej Vsi sa vo vápenci často vyskytujú žilky bieloružového až červenkastého kalcitu. Kalcity veľké až 7 cm sú v krasových kavernách (obr. 2) v povrchových častiach vápencového telesa vyplnených červeným až sivobielym hlinitoílovitým kalom.

Kalcit tvorí prevažne dobre vyvinuté idiomorfné (obr. 3a–d a 3f–i), no miestami najmä menšie (do 1 cm) bezfarebné kryštály zaoblené do nedokonalého guľovitého tvaru (obr. 3e). Kryštály sú priehľadné (napr. obr. 3d), priesvitné (obr. 3a, b, f, h) až nepriesvitné (obr. 3c).



Obr. 5. a – situačný náčrt kalcitu s fantómom kopírujúcim jeho vonkajší tvar, b – situačný náčrt zrastu kryštálov kalcitu a polohy fantómu v zraste.

Fig. 5. a – situation sketch of phantom of calcite copying its externals form, b – situation sketch of calcite intergrowth and position of phantom in intergrowth.

Nepriesvitnosť je výsledkom enormnej koncentrácie oxidov Fe (± Mn) v kalcite. Makroskopicky majú kryštály viac kryštálových tvarov (obr. 3a–i). Najčastejšie sú skalenoedrické, ale hojne je aj „izometrických" (obr. 3d a 3e), nezriedka zaoblených (obr. 3e). Na viacerých vzorkách sme zistili aj rovnobežné narastanie (zrasty) kryštálov (ich rozličné stupne sú na obr. 3f–i). Na obr. 3i je v kalcitoch zriedkavé paralelné narastanie dvoch kalcitov pripomínajúce „lastovičí zrast", známy najmä pri monoklinických mineráloch, predovšetkým pri sadrovci. Podrobným morfologickým štúdiom pod binokulárnym mikroskopom a rastrovacím elektrónovým mikroskopom sme zistili, že variabilita nevyplýva z množstva morfologických tvarov, ale z nerovnakej veľkosti základných tvarov kalcitu. Vo vzorkách prevládajú dva morfologické typy kryštálov. Do prvého patrí *a* skalenoéder {21$\bar{3}$1}, *b* hexagonálna prizma {10$\bar{1}$0} a *c* romboéder {10$\bar{1}$1} (obr. 4A), do druhého skalenoéder *a* {21$\bar{3}$1}, *d* {21$\bar{3}$4} a hexagonálna prizma *b* {10$\bar{1}$0} (obr. 4B).

Zriedkavé je penetračné rovnobežné narastanie obidvoch typov (obr. 4C a 4D), kontaktná rovina {10$\bar{1}$0} a orientačný vektor {0001}.

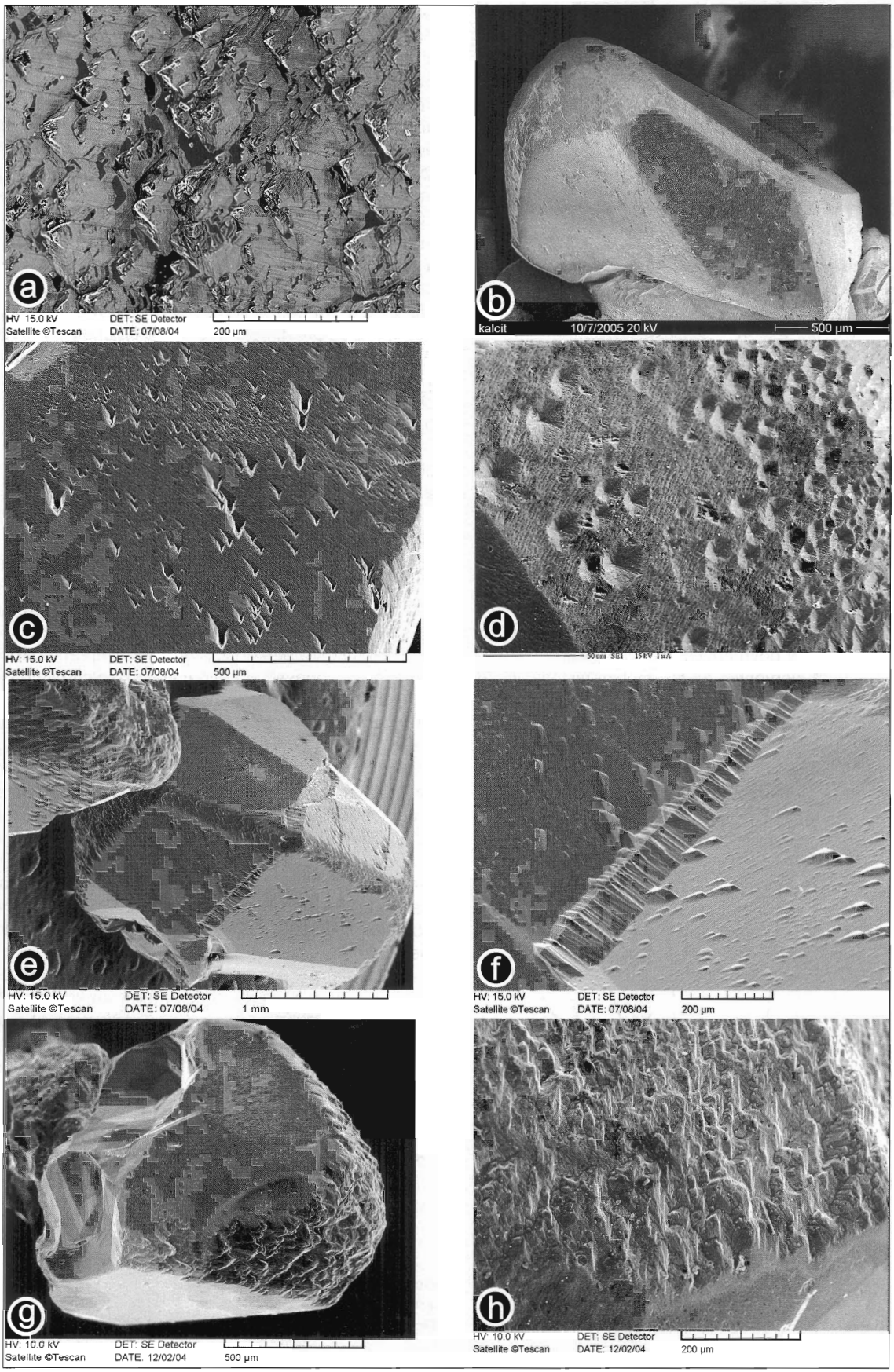
V lome lokality je približne polovica kalcitov vo fantómovom vývoji. Fantómy alebo kopírujú vonkajší tvar kalcitu (obr. 3a, 5a), alebo sa od neho úplne odlišujú (napr. obr. 3d, e, g). V zrastoch kalcitu fantómy často kopírujú tvar iba jedného kryštálu, a to nezávisle od usporiadania kryštálov v zraste (obr. 3i, 5b).

Rastrovacím elektrónovým mikroskopom sme okrem morfológie sledovali aj povrch kryštálových plôch kalcitu. Povrch môže byť hladký (napr. obr. 6b a 6g), zdrsnený v hradbovitom vývoji (obr. 6a), korodovaný s množstvom dier (obr. 6c a 6d) alebo úplne zvetraný (obr. 6g a detail obr. 6h). Zvetrávaním (leptaním?) často bývajú najsilnejšie postihnuté najmä plochy vrcholového romboédra alebo skalenoédra (obr. 6b a 6g), ktoré – na rozdiel od plôch hexagonálnej prizmy – podliehajú zvetrávaniu pravdepodobne prednostne. Niektoré plochy kalcitu majú negatívne leptové obrazce (obr. 6c) zohľadňujúce morfologické tvary (obr 6e a 6f). Zriedka bývajú na povrchu niektorých plôch negatívy (odtlačky) vrcholového skalenoédra kalcitu (hexagonálnej pyramídy; obr. 6d).

Na výskum v elektrónovom mikroanalyzátore sa pripravil leštený výbrus dvoch idiomorfných kryštálov fantómov kalcitu. Výbrus sa urobil z rezu prebiehajúceho stredmi obidvoch kryštálov tak, aby zachytil celý ich profil. Vonkajšie časti kryštálov boli takmer bezfarebné, jemne zakalené, priehľadné až priesvitné a centrálne tvorili fantómy resp. hrdzavočervené zóny. Pri výskume v elektrónovom mikroanalyzátore sa ukázalo, že sa tieto zóny od makroskopicky bezfarebných častí kryštálov kalcitu v spätne odrazených elektrónoch nedajú odlíšiť a aj pri maximálnom nastavení kontrastu, jasu a ďalších parametrov

Obr. 6. a–h – rozličné typy povrchu kryštálov kalcitu z Gemerskej Vsi.

Fig. 6. a–h – various types of surface of the calcite crystals from Gemerská Ves village.


a
HV: 15.0 kV
Satellite ©Tescan
DET: SE Detector
DATE: 07/08/04
200 µm
b
kalcit
10/7/2005 20 kV
500 µm
c
HV: 15.0 kV
Satellite ©Tescan
DET: SE Detector
DATE: 07/08/04
500 µm
d
e
HV: 15.0 kV
Satellite ©Tescan
DET: SE Detector
DATE: 07/08/04
1 mm
f
HV: 15.0 kV
Satellite ©Tescan
DET: SE Detector
DATE: 07/08/04
200 µm
g
HV: 10.0 kV
Satellite ©Tescan
DET: SE Detector
DATE: 12/02/04
500 µm
h
HV: 10.0 kV
Satellite ©Tescan
DET: SE Detector
DATE: 12/02/04
200 µm

Tab. 1
Elektrónové mikroanalýzy kalcitu z Gemerskej Vsi (v hm. %)
Electron microprobe analyses of calcite from Gemerská Ves village (in wt. %)

Anal. č.	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	CO_2	Spolu
1	0,00	0,00	0,20	55,93	0,03	44,11	100,27
2	0,03	0,00	0,21	56,48	0,01	44,57	101,30
3	0,01	0,03	0,22	55,15	0,01	43,55	98,96
4	0,00	0,01	0,26	56,19	0,00	44,39	100,84
Priemer 1–4	0,01	0,01	0,22	55,94	0,01	44,15	100,34
Priemer na 100*	0,01	0,01	0,22	55,75	0,01	44,00	100,00
5	0,05	0,03	0,25	55,92	0,00	44,21	100,46
6	0,00	0,02	0,27	56,94	0,03	45,00	102,26
7	0,09	0,03	0,23	55,87	0,00	44,17	100,39
8	0,00	0,03	0,31	56,42	0,00	44,63	101,38
Priemer 5–8	0,04	0,03	0,26	56,29	0,01	44,50	101,12
Priemer na 100*	0,04	0,02	0,26	55,66	0,01	44,01	100,00

* – priemer analýz v hm. % prepočítaný na sumu 100
* – average of analyses in wt. % recalculated to sum 100

tvoriacich obraz sú celé kryštály chemicky homogénne. Urobiť elektrónovú mikroanalýzu sa nám podarilo aj preto, že fantómové zóny sprevádzalo zvýšené množstvo veľmi malých dier. V nich, ako aj v celom kalcite sme z mineralogických fáz identifikovali jedine kalcit.

Výsledky elektrónovej mikroanalýzy kalcitov sú v tab. 1 (analýza 1–4 = bezfarebný kalcit, 5–8 hnedočervený fantómový kalcit). Z tab. 1 je zrejmé, že fantómové kalcity majú mierne vyšší obsah stopových prvkov ako bezfarebné kalcity (FeO o 0,03, MgO o 0,04 a MnO o 0,01 hm. %). Možný vplyv chemického zloženia na sfarbenie hrdzavočervených kalcitov signalizuje aj takáto nízka koncentrácia.

Tab. 2
Kvalitatívna prášková difrakčná analýza kalcitov z Gemerskej Vsi
X-ray powder pattern of calcite from Gemerská Ves village

GV-1		GV-2		teor. záznam		
d	I	d	I	d	I	hkl
3,846	12	3,831	12	3,850	8	0 1 2
3,026	100	3,016	100	3,024	100	1 0 4
2,842	4	2,826	4	2,820	2	0 0 6
2,490	9	2,484	10	2,497	15	1 1 0
2,280	16	2,275	13	2,283	22	1 1 3
2,090	11	2,082	10	2,095	17	2 0 2
1,9085	12	1,9049	16	1,900	24	1 0 8
1,8717	14	1,8683	13	1,869	25	1 1 6
1,5996	5	1,5975	6	1,605	14	1 2 2
1,5199	5	1,5199	5	1,525	8	2 1 4
1,4369	5	1,4353	4	1,441	10	3 0 0
1,4190	3	1,4190	3	1,410	6	0 0 12

Rtg. difrakčná analýza jednoznačne potvrdila prítomnosť len jednej minerálnej fázy – kalcitu. V tab. 2 sú práškové difrakčné záznamy bezfarebného kalcitu (vzorka GV-1) a hrdzavočerveného kalcitu – fantómu (vzorka GV-2). Zistené difrakčné maximá (tab. 2) obidvoch vzoriek dobre korelujú s vypočítanými teoretickými hodnotami medzirovinných vzdialeností kalcitu, ale v obidvoch záznamoch bolo niekoľko difrakcií s veľmi nízkou intenzitou (vzorka GV-1 8,548 (4), 4,014 (6), GV-2 13,314 (3), 5,914 (3), 4,034 (4) a 2,872 (4)), ktoré sme nevedeli priradiť ku kalcitu ani k nijakej inej minerálnej fáze. Intenzita týchto difrakcií bola takmer na úrovni pozadia. Ani difrakcia resp. medzirovinná vzdialenosť s hodnotou d = 13,314 presvedčivo nedokazuje prítomnosť ílových minerálov alebo smektitu podobných minerálov, lebo má veľmi nízku intenzitu. Z rtg. záznamov vypočítané mriežkové parametre sme porovnali s tabuľkovými hodnotami (tab. 3). Mriežkové parametre a a c bezfarebného kalcitu (vzorka GV-1) sú nižšie ako tabuľkové hodnoty kalcitu a vzorka GV-2, reprezentujúca fantómový kalcit, ich má ešte nižšie ako bezfarebný kalcit, čo možno vysvetliť väčším množstvom prímesí v tomto kalcite.

Tab. 3
Mriežkové parametre kalcitov z Gemerskej Vsi [v Å]
Cell parameters of calcite from Gemerská Ves village [in Å]

	a	c	V
kalcit vz. GV-1	4,979 (1)	17,013 (9)	365,22 (17)
kalcit vz. GV-2	4,9671 (3)	16,952 (12)	362,21 (38)
SPDDM – 5-586	4,9896	17,061	364,8

Poznámka. V zátvorkách sú štandardné odchýlky vzťahujúce sa na poslednú číslicu.
Note: Parentheses state the standard deviations

Štúdium katódovou luminiscenciou neprinieslo výsledky. Fluidné inklúzie potrebné na kryometrický výskum neboli v kalcite viditeľné.

Diskusia a záver

Fantómy v mineráloch sú zriedkavé a možno ich pozorovať iba v mineráloch tvoriacich aj priesvitné alebo priehľadné kryštály (napr. kremeň, fluorit, barit, kalcit a pod.) V literatúre sa doteraz väčšia pozornosť venovala len fantómovým varietám kremeňa, ktoré sú aj najčastejšie (Rykart, 1995; Fišera, 2002; Kolesar, 1997, von Bezing, 2000, atď.). Fantómy kalcitu sú oveľa zriedkavejšie a ich vedecký výskum sa pravdepodobne nikdy nerobil.

Kalcit zriedka tvorí fantómy aj v romboédroch (napr. v bani Daye v provincii Chu-pej v Číne; www.irocks.com) alebo v Příbrame (Sejkora a Kouřimský, 2005). Fantómové kalcity z Gemerskej Vsi sa podobne ako rôznofarebné fantómy kalcitu z lokality Vulcan quarry (Wisconsin, USA), Kjorholt v Nórsku (www.labs.sci.qut.edu.au),

Chihuahua v Mexiku (www.lehighminerals.net) či v Daľnegorsku v Rusku (www.wrightsrockshop.com) tvoria takmer výlučne v skalenoedrických tvaroch kalcitu. Ostatné tvary vyskytujúce sa v Gemerskej Vsi a aj inde na svete sú na túto varietu veľmi chudobné a prakticky sa nevyskytujú.

Podrobným morfologickým štúdiom sme zistili, že veľká makroskopická variabilnosť kryštálových tvarov kalcitu je výsledkom iba kombinácie skalenoédra, romboédra a hexagonálnej prizmy rozličnej veľkosti. Povrch kryštálov kalcitu z Gemerskej Vsi je veľmi variabilný – hladký, v hradbovom vývoji, sčasti alebo úplne zvetraný, alebo s výskytom negatívnych leptových obrazcov a odtlačkov vrcholového skalenoédra kalcitu.

Genézu gemerskoveských fantómov sa podarilo objasniť až kombináciou viacerých mineralogických metód. Štúdium polarizačným a elektrónovým mikroskopom, ako aj prášková rtg. analýza ukázali, že farebne odlišné fantómy kalcitu nie sú tvorené žiadnymi zarastenými šupinkami iných minerálnych fáz (sľudy, chloritov, ílových minerálov a pod.) a že ich farebnú odlišnosť spôsobujú buď chemicky viazané prímesi v kryštálovej štruktúre kalcitu, alebo submikroskopické, pravdepodobne železité a mangánové čiastočky viažuce sa na amorfnú fázu vyskytujúcu sa v dierach v kalcite.

Poďakovanie. Za pomoc pri rtg. výskume kalcitu ďakujeme J. Barázovi z Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a za reálne nakreslenie fantómových kryštálov kalcitu R. Fritzmanovi zo Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Práca bola financovaná z grantu MŠ SR VEGA 1/1023/04 a 1/2030/05.

Literatúra

VON BEZING, L., 2000: Amethyst/Eisenkiesel-Quarz vom Orange-Fluss in Namibia. *Lapis, 25, 2, 39–41.*

DOWTY, F., 1988: Shape software for drawing crystals on personal computers. *J. appl. Crystallogr., 21, 211.*

ELEČKO, M., GAÁL, Ľ., LEXA, J., MELLO, J., PRISTAŠ, J., VASS, D. & VOZÁROVÁ, A., 1985: Geologická mapa Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria. *Bratislava, GÚDŠ.*

FIŠERA, M., 2002: Křemen – nerost sbírkový, užitkový, ozdobný a magický (II). *Bull. mineral. petrolog. Odd. Nár. Muz., 10, 15–38.*

GRECULA, P., ed., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria 1. *Bratislava, Geocomplex, 3–819.*

HOLLAND, T. J. B. & REDFERN, S. A. T., 1997: Unit cell refinement from powder diffraction data: The use of regression diagnostics. *Mineral. Mag., 61, 65–77*

KOLESAR, P., 1997: Geographie, Bergbau, Geologie und Lagerstäätten des Urals. *Lapis, 22, 7–8, 13–24.*

KRAUS, W. & NOLZE, G., 1997: Powder cell for Windows, ver. 1. *Powder diffraction, 13, 256–259.*

RYKART, R., 1995: Quarz – Monographie. *Ott. Verlag Thun, 462.*

SEJKORA, J. & KOUŘIMSKÝ, J., 2005: Minerály České a Slovenské republiky. *Praha, Academia, 376.*

STERLING GLEASON, M. A., 1972: Ultraviolet guide to minerals. *San Gabriel, California, 244.*

VASS, D., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., LEXA, J., HANZEL, V., MODLITBA I. & JÁNOVÁ, V., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. *Bratislava, GÚDŠ, 160.*

Rukopis doručený 6. 3. 2006
Revidovaná verzia doručená 15. 5. 2006
Rukopis akceptovaný 15. 5. 2006

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 131–140

Kriedový vek kremenno-antimonitových žíl pri Čučme (Spišsko-gemerské rudohorie)

VRATISLAV HURAI[1], MARIÁN URBAN[1], PATRIK KONEČNÝ[2], RAINER THOMAS[3], ONDREJ LEXA[4,5], KAREL SCHULMANN[4] a MARTIN CHOVAN[1]

[1]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[3]GeoForschungsZentrum, Telegrafenberg A-51, Potsdam, Germany
[4]Université Louis Pasteur, UMR CNRS 7516-17, 1 Rue Blessig, Strasbourg, France
[5]Ústav petrologie a strukturní geologie Univerzity Karlovy, Albertov 6, 128 43 Praha, Česká republika

Cretaceous age of quartz-stibnite veins near Čučma (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

Quartz-tourmaline-muscovite assemblage of stibnite veins near Čučma contains phosphates (xenotime, monazite) and U, Th, Ti oxides, which are ubiquitous also in other hydrothermal veins hosted in Paleozoic basement of the Gemeric unit. According to electron probe U-Pb-Th dating, the monazite crystallized during convergent tectonic regime coincidental with the formation of the Gemeric cleavage fan during the Lower Cretaceous times. An Upper Cretaceous transpression has probably given rise to sulphidic assemblages of the Gemeric hydrothermal veins. CO_2-N_2-CH_4 and brine inclusions in quartz coexisting with tourmaline and stibnite indicate a heterogeneous trapping at low temperatures (180–240 °C) and high pressures (possibly up to 4.5 kbar). The pressures correspond to as much as 18 km thick overburden, of which 8–11 km represented the Upper Paleozoic-Jurassic accretionary wedge of the Meliata unit thrusted over the Variscan basement of the Gemeric unit.

Key words: stibnite, fluid inclusions, monazite dating, Western Carpathians

Úvod

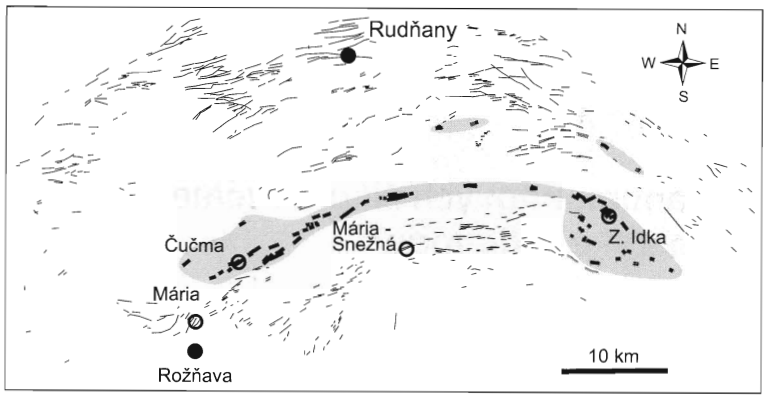
Spišsko-gemerské rudohorie malo v minulosti v ťažbe Sb rúd významné miesto, povrchovo sa ťažilo už za čias Rímskej ríše a prvé písomné záznamy o podpovrchovom dobývaní sú zo začiatku 17. stor. Najväčší rozvoj baníctva v tejto oblasti bol v rokoch 1830–1850 a ťažba sa definitívne zastavila v roku 1965 (Grecula et al., 1995).

Sb ložiská boli v 20. stor. predmetom intenzívneho výskumu nielen v súvislosti s vyhľadávaním novej zásoby surovín, ale aj na objasnenie ich genézy. Štruktúrnym výskumom sa zaoberal napríklad Pecho (1980), Rozložník a Slavkovský (1980) a Ilavský (1980) vyčlenili niekoľko rudných ťahov (rudonosných štruktúr) paralelných s priebehom gemerického vejára. Študované ložisko je súčasťou pruhu, ktorý sa v oblúku tiahne od Gemerskej Polomy na Z po Zlatú Idku na V gemerika (obr. 1). Antimonitové žily krátkeho dosahu (najviac 100–300 m) sa tu vyskytujú v spodnopaleozoických pestrých súvrstviach gelnickej skupiny (čierne bridlice, lydity, porfyroidy, chloriticko-sericitické fylity), najprianznivejší vývoj majú v porfyroidoch a v okolí Gemerskej Polomy a Zlatej Idky prechádzajú do granitových telies.

Mineralógiu čučmianskeho ložiska podrobne spracoval Beňka (1980), ako aj Beňka a Caňo (1992), ktorí odlíšili tri základné prínosové periódy – kremennú (+ turmalín, sericit, albit, chlorit, pyrit a arzenopyrit), karbonátovú (+ Fe dolomit a siderit) a kremenno-sulfidickú a v jej rámci a) polymetalickú (chalkopyrit, tetraedrit, chalkostibit a bournonit), b) galenitovo-boulangeritovú a c) antimonitovo-jamesonitovo-berthieritovú paragenézu. Najmladšia je kalcitová prínosová perióda.

Doterajšie metalogenetické koncepcie na základe úzkej priestorovej väzby antimonitových žíl s gemerickými granitmi uvažovali o magmatogénnom pôvode rudných prvkov Kantor (1957) K-Ar metódou určil vrchnokriedový vek betliarskeho granitu a neskôr (Kantor, 1959) taký istý vek aj draselného živca z kremenno-chloritovej žilky antimonitového ložiska pri Čučme. Rovnaký vek stanovil aj Bagdasarjan et al. (1977) Tieto údaje sa stali podkladom názoru, že antimonitové žily reprezentujú neskoroorogénnu alpínsku mineralizáciu geneticky spätú s granitmi (Rozložník, 1969; Varček, 1973; Ilavský, 1980). Po zistení vrchnokarbónskeho (Bagdasarjan et al., 1977) a permského veku gemerických granitov (Kantor a Rybár, 1979; Kovách et al., 1979) prevládol náhľad, že ložiská antimonitu v gemeriku sú variské a zapadajú do koncepcie metamorfno-hydrotermálneho modelu Greculu et al. (1995).

V tomto príspevku publikujeme prvé údaje z mikrosondového datovania monazitu z čučmianskeho ložiska, ktoré



Obr. 1. Rozmiestnenie rudných žíl v gemeriku podľa metalogenetickej mapy Slovenskej republiky (Lexa et al., 2004) a pozícia ložísk, ktorými sme sa v tejto štúdii zaoberali. Tenšie čiary – sideritovo-sulfidické žily, hrubšie – kremenno-antimonitové žily.

Fig. 1. Distribution of ore veins in the Gemeric unit according to the metallogenetic map of the Slovak Republic (Lexa et al., 2004) and locations of deposits discussed in this paper Thin lines – siderite-sulphide veins, thick lines – quartz-stibnite veins.

spolu s výsledkami výskumu fluidných inklúzií menia súčasný pohľad na genézu kremenno-sulfidickej mineralizácie gemerika.

Mineralogický opis

Vzorky na mineralogické a mikrotermometrické štúdium sme odobrali z haldového materiálu štôlne Klement.

Kremeň I je najstarším minerálom kremenno-turmalínovej asociácie. Tvorí kryštalické agregáty nevykazujúce undulózne zhášanie (tlakové postihnutie), ale slabá rekryštalizácia sa pozorovala pozdĺž hraníc medzi zrnami. Kremeň II vytvára tenké žilky v kremeni I.

Turmalín zodpovedá dravitu až skorylu (tab. 1) a zložením sa zreteľne odlišuje od turmalínu gemerických granitov a sčasti aj od stratiformného turmalínu v metapelitoch gelnickej série (obr. 2). Vytvára neporušené izometrické tabuľky, stĺpčeky a radiálne agregáty uzavreté v kremeni I (obr. 3a), no vyskytli sa aj drvené kryštály a agregáty vyhojené kremeňom (obr. 3b). Idiomorfné kryštály turmalínu s inklúziami monazitu, Ti oxidov a silikátov sú často utopené v muskovitovej základnej hmote (obr. 3c).

Svetlá sľuda zodpovedá muskovitu až feromuskovitu (tab. 2), tvorí hniezda v kremeni I (obr. 3d) a žilky, ktoré pretínajú kremeň I a vstupujú medzi kataklázované kryštály turmalínu. Generácie svetlej sľudy sa od seba odlišujú obsahom Fe.

Chlorit sa identifikoval iba opticky Vystupuje v žilkách v muskovite a na niektorých miestach ho zatláča.

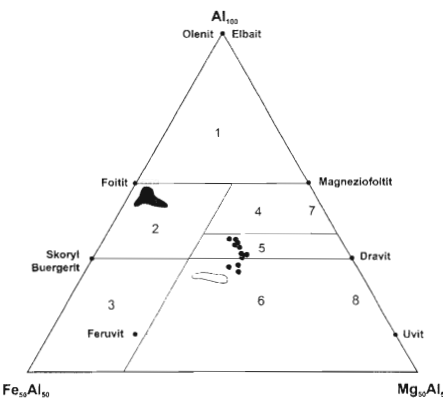
Pyrit a *arzenopyrit* sú vo forme idiomorfných kryštáloch s turmalínom v muskovitových hniezdach v kremeni I (obr. 3c).

Monazit býva so zirkónom, apatitom, xenotímom, titanitom a rutilom v muskovitových žilkách a hniezdach (obr. 3d) a má približne rovnaký objemový pomer ako xenotím. Obidva minerály tvoria alebo samostatné zrná v muskovite, alebo sa vyskytujú spolu ako inklúzie v turmalíne. Monazitové zrná a kryštály sú veľké do 20 μm. Väčšie zrná majú nízky obsah Th, malé (do 10 μm) sú vhodné na mikrosondové U-Pb-Th datovanie, lebo majú variabilný obsah ThO_2, lokálne až do 9 hmot. % (tab. 3).

Antimonit vytvára masívne kryštalické agregáty alebo izolované zrná a ihlice uzavreté v kremeni. Často impregnuje kryštalické agregáty turmalínu (obr 3e), ale pozorovali sme aj jeho ihlice uzavreté v turmalínových zrnách (obr. 3f).

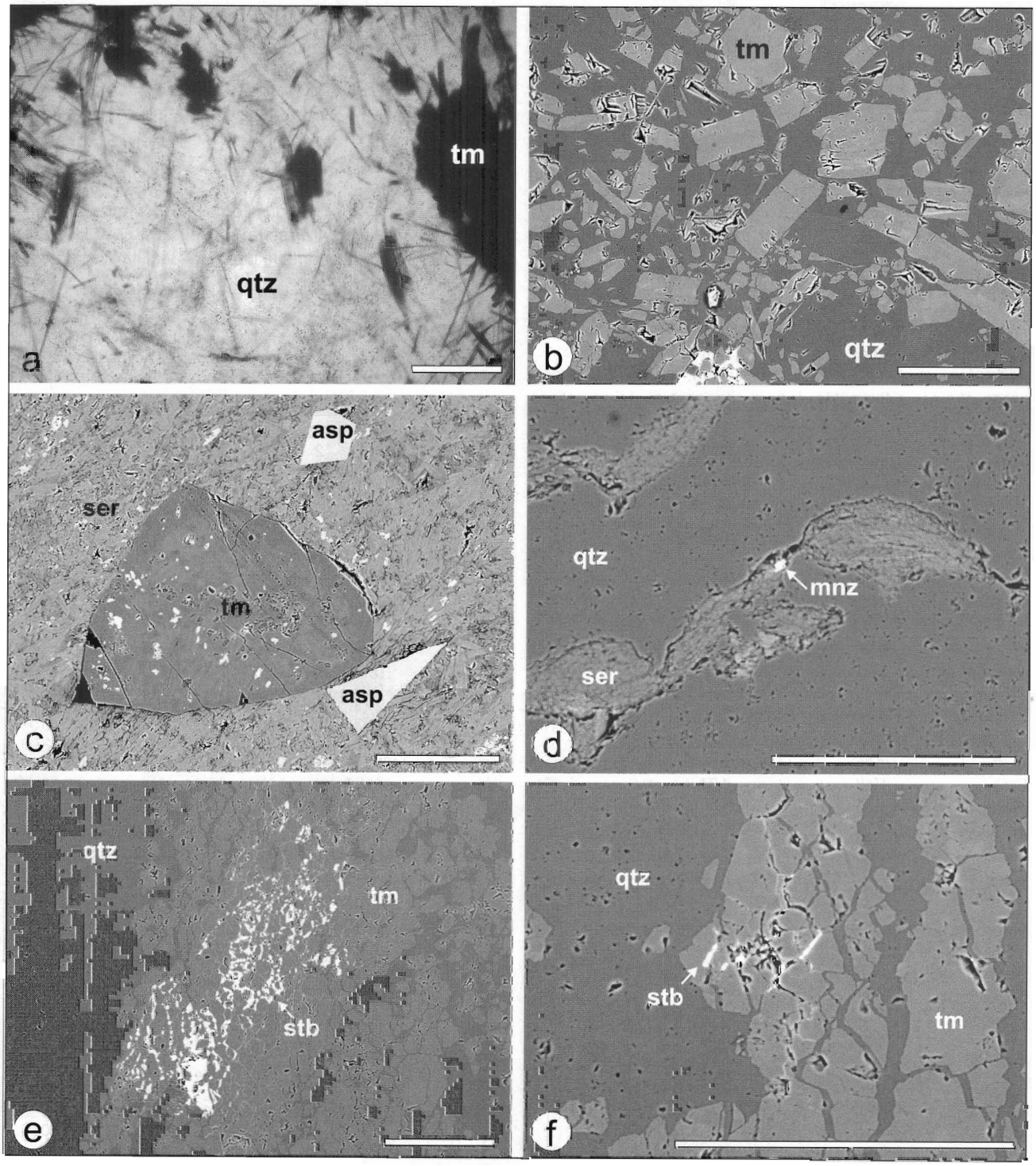
Karbonáty zodpovedajú Fe dolomitu a kalcitu. Obidva minerály vystupujú spoločne a navzájom sa prerastajú. Vyskytujú sa v podobe izometrických zŕn v muskovitových žilkách, ale vypĺňajú aj medzizrnový priestor v kataklázovanom turmalíne.

V študovaných vzorkách je antimonit mladší ako turmalín, no kryštalizačné intervaly obidvoch minerálov sa prekrývajú. Prvýkrát v žilnej asociácii identifikovaný apatit, monazit, rutil, titanit a xenotím sú priestorovo



Obr. 2. Al-Fe-Mg klasifikačný diagram turmalínov s koncovými členmi (Henry a Guidotti, 1985) a projekčné body analýz turmalínov z antimonitovej žily Klement (čierne body). 1 – pole granitických pegmatitov a aplitov bohatých na Li, 2 – granitické pegmatity a aplity chudobné na Li, 3 – kremenno-turmalínové horniny bohaté na Fe^{3+} (hydrotermálny alterovaný granit), 4 – metapelity s Al saturačnou minerálnou fázou, 5 – metapelity bez Al saturačnej minerálnej fázy, 6 – kremenno-turmalínové horniny bohaté na Fe^{3+}, vápenato-silikátové horniny a metapelity, 7 – nízkovápenaté metaultramafity a metapelity bohaté na Cr a V, 8 – metakarbonáty a metapyroxenity. Prázdne pole – stratiformný turmalín metapelitov gelnickej série pri Zlatej Idke, tieňované – turmalín gemerických granitov (Chovan et al., 2003).

Fig. 2. Al-Fe-Mg classification diagram of tourmalines with end-members (Henry and Guidotti, 1985) and projection points of tourmalines from the Klement stibnite vein. 1 – field of Li-rich granitic aplites and pegmatites, 2 – Li-poor granitic pegmatites and aplites, 3 – Fe^{3+}-rich quartz-tourmaline rocks (hydrothermally altered granites), 4 – metapelites and metapsammites coexisting with an Al-saturating phase, 5 – metapelites and metapsammites not coexisting with an Al-saturating phase, 6 – Fe^{3+}-rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks and metapelites, 7 – low-Ca metaultramafics and Cr-V-rich metapelites, 8 – metacarbonates and metapyroxenites. Open field – stratiform tourmaline layers in metapelites near Zlatá Idka, shaded field – tourmaline from Gemeric granites (Chovan et al., 2003).



Obr. 3. Výplň antimonitovej žily Klement. a – Neporušené ihličky a kryštalické agregáty turmalínu (tm) v žilnom kremeni (qtz). Prechádzajúce svetlo. b – Kataklázované stĺpce turmalínu vyhojené kremeňom. BSE zobrazenie. c – Idiomorfný zonálny turmalín a arzenopyrit (asp) v muskovitovej základnej hmote (ser). Turmalín obsahuje inklúzie rutilu a titanitu, ktoré sa spolu s monazitom ako samostatné biele zrná vyskytujú aj v sericitovej základnej hmote. BSE zobrazenie. d – Hniezda svetlej sľudy s monazitom (mnz) v žilnom kremeni. BSE zobrazenie. e – Antimonit (stb) vypĺňa trhliny v kataklázovanom turmalíne. BSE zobrazenie. f – Antimonitové ihličky uzavreté v kataklázovanom turmalíne. BSE zobrazenie. Mierka vo všetkých obrázkoch zodpovedá 0,1 mm.

Fig. 3. Infilling of the Klement vein. a – Intact needles and crystalline aggregates of tourmaline (tm) in veiny quartz. Transmitted light. b – Ruptured tourmaline columns healed with quartz. BSE image. c – Euhedral zoned tourmaline and arsenopyrite (asp) in muscovite matrix (ser). The tourmaline contains rutile and titanite inclusions present as separate phases together with monazite (bright dots) in the sericite matrix. BSE image. d – Nests of white mica with monazite (mnz) in veiny quartz. BSE image. e – Stibnite (stb) infilling of cracks in cataclased tourmaline. BSE image. f – Inclusions of stibnite in cataclased tourmaline. BSE image. White bars in all photomicrographs correspond to 0.1 mm.

a geneticky úzko späté s muskovitom a turmalínom a vedno tvoria najstaršiu minerálnu asociáciu rudných žíl. Chlorit a karbonáty sú mladšie ako turmalínovo-muskovitovo-fosfátová asociácia.

Fluidné inklúzie

Primárne fluidné inklúzie, veľké 5–20 μm, sú chaoticky rozmiestnené v kremeni turmalínovej aj antimonitovej asociácie. Väčšinou sú oválne až nepravidelné a často majú tvar kryštálového negatívu. Reekvilibračné textúry (dekrepitačné trhliny a rekryštalizácia stien inklúzií) sme nepozorovali.

Podľa fázového zloženia sme pri izbovej teplote odlíšili jednofázové, dvojfázové a trojfázové inklúzie. Jednofázové vypĺňa skvapalnený plyn, viacfázové tvorí zmes plynnej a kvapalnej fázy alebo nemiešateľná zmes skvapalneného plynu, vodného roztoku a plynnej fázy v rozličnom pomere. Vo vodnom roztoku sme v jednom prípade zistili kryštál halitu. Variabilný fázový pomer v susediacich inklúziách je dôkazom zachytávania heterogénneho fluida. Pri izbovej teplote nie je vo fázovom zložení inklúzií medzi turmalínovou a antimonitovou asociáciou rozdiel.

Mikrotermometrické merania sa urobili na mikroskope Olympus BX-51 a na stolíku LINKAM THMSG-600 chladenom vodou a kvapalným dusíkom (Prírodovedecká fakulta UK v Bratislave) podľa metodiky opísanej Huraiom et al. (2002). Zamrznuté vodné inklúzie sa začali tavit' v intervale

Tab. 1
Reprezentatívne mikrosondové analýzy turmalínu (hmot. %) zo žily Klement
Representative microprobe analyses of tourmaline (wt. %) from Klement vein

Vzorka/Sample	7C-1	7C-2	7C-3	7C-9	7C-12
Minerál	Dravit	Skoryl	Dravit	Dravit	Dravit
SiO_2	37,10	36,52	36,88	36,95	37,14
TiO_2	0,20	1,67	0,90	0,15	0,61
Al_2O_3	31,94	29,15	30,13	32,28	30,71
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04
FeO*	8,87	10,34	9,77	8,84	9,03
MnO	0,00	0,05	0,12	0,08	0,09
MgO	6,39	6,44	6,99	6,24	6,97
CaO	0,48	0,00	1,37	0,48	0,79
Na_2O	2,38	2,27	2,11	2,38	2,43
K_2O	0,03	0,04	0,02	0,03	0,05
Li_2O_{calc}	0,14	0,17	0,18	0,11	0,16
F	0,00	0,05	0,08	0,00	0,07
O = F	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03
Spolu/Total	87,62	87,64	88,50	87,55	88,86
Prepočítané na 24,5 aniónov (Recalculated to 24.5 anions)**					
Si	6,03	6,02	6,00	6,00	6,04
$Al^{(T)}$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
T-pozícia (T-site)	6,03	6,02	6,00	6,00	6,04
$Al^{(Z)}$	6,00	5,66	5,77	6,00	5,88
Mg	0,00	0,34	0,23	0,00	0,12
Z-pozícia (Z-site)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	1,55	1,25	1,47	1,51	1,57
Fe^{2+}	1,21	1,43	1,33	1,20	1,23
Mn	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
$Al^{(Y)}$	0,12	0,00	0,00	0,18	0,00
Ti	0,02	0,21	0,11	0,02	0,08
Cr^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Li	0,10	0,11	0,07	0,08	0,11
Y-pozícia (Y-site)	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	0,08	0,17	0,24	0,08	0,14
Na	0,75	0,73	0,67	0,75	0,77
K	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
X-pozícia (X-site)	0,84	0,90	0,91	0,84	0,92

* Celkový obsah Fe prepočítaný na FeO alebo Fe^{2+}
** Podľa počítačového programu CLASTOUR (Yavuz et al., 2002)

* Total Fe calculated as FeO or Fe^{2+}
** According to program CLASTOUR (Yavuz et al., 2002)

Tab. 2
Reprezentatívne mikrosondové analýzy svetlej sľudy (v hmot. %) z Čučmy (7C), Rožňavy (RMB) a Smolníckej Huty (SMS)
Representative microprobe analyses of white micas (in wt. %) from Čučma (7C), Rožňava (RMB) and Smolnícka Huta (SMS)

Vzorka/Sample	7C-2	7C-2	7C-2	7C-2	RMB-9	RMB-9	SMS-25
Anal./No.	1	2	4	5	3	4	3
SiO_2	47,70	47,56	46,58	45,36	46,78	47,04	47,30
TiO_2	1,22	0,09	0,15	0,23	0,63	0,13	0,35
Al_2O_3	26,23	30,25	29,94	25,64	33,78	27,53	31,14
Cr_2O_3	0,04	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
FeO	5,41	3,40	5,92	9,41	1,67	7,58	4,58
MnO	0,01	0,00	0,06	0,04	0,00	0,05	0,07
MgO	2,67	1,18	0,60	2,44	0,67	1,04	1,23
CaO	0,07	0,12	0,04	0,05	0,02	0,00	0,01
Na_2O	0,07	0,07	0,28	0,05	0,09	0,15	0,19
K_2O	10,72	10,66	10,44	10,65	10,65	10,41	10,75
F	0,55	0,72	0,76	0,81	0,48	0,14	0,08
Cl	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Li_2O_{calc}	4,14	4,10	3,82	3,47	3,87	3,95	4,02
O = F, Cl	0,24	0,30	0,32	0,34	0,20	0,06	0,04
H_2O_{calc}	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Spolu/Total	100,57	99,84	100,27	99,81	100,44	99,96	101,69
Prepočet na 22 katiónov (Recalculation to 22 cations)*							
Si	3,30	3,26	3,22	3,22	3,15	3,28	3,19
Al^{IV}	0,70	0,74	0,78	0,78	0,85	0,72	0,81
T-pozícia (T-site)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al^{VI}	1,43	1,71	1,66	1,37	1,82	1,55	1,67
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,06	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02
$^{**}Fe^{2+}$	0,31	0,20	0,34	0,56	0,09	0,44	0,26
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,28	0,12	0,06	0,26	0,07	0,11	0,12
Li	0,58	0,57	0,53	0,50	0,52	0,55	0,55
M-pozícia (M-site)	2,66	2,59	2,60	2,70	2,54	2,66	0,93
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02
K	0,95	0,93	0,92	0,97	0,91	0,93	0,93
I-pozícia (I-site)	0,96	0,95	0,96	0,98	0,93	0,95	0,95
OH	1,88	1,84	1,83	1,82	1,90	1,97	1,98
F	0,12	0,16	0,17	0,18	0,10	0,03	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
A-pozícia (A-site)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Spolu/Total T+M+I+A	9,62	9,55	9,56	9,67	9,47	9,61	9,57

*Podľa počítačového programu MICA (Yavuz, 2003)
**Celkový obsah Fe prepočítaný na FeO alebo Fe^{2+}

* According to MICA computer program (Yavuz, 2003)
**Total Fe calculated as FeO or Fe^{2+}

od –56 po –52 °C, čo zodpovedá stabilnej eutektickej teplote v systéme H_2O-NaCl-$CaCl_2$ (Spencer et al., 1990). Pri zahrievaní zamrznutých dvojfázových inklúzií sa ako posledný roztavil ľad pri teplote od –20 do –22 °C. Dvojfázové inklúzie sa homogenizovali na kvapalinu medzi 183–251 °C. Inklúzia s halitom sa začala taviť pri –47 °C, ľad v prítomnosti halitu a hydrohalitu (metastabilná asociácia) sa roztavil pri –23,1 °C a halit sa rozpustil súčasne s plynnou fázou pri 192 °C. Podľa fázového diagramu systému H_2O-NaCl-$CaCl_2$ (Vanko et al., 1988; Oakes et al., 1990) tieto prechody zodpovedajú vodnému roztoku s 29 % NaCl a 2,8 % $CaCl_2$. Celková salinita inklúzií s prevahou vodného roztoku sa pohybovala od 20 do 32 váh. %.

Fázové zmeny v jednofázových inklúziách indikujú prítomnosť kvapalnej zmesi plynov, v ktorej prevláda CO_2. Inklúzie vymŕzajú pri –90 °C a pri zahrievaní sa v nich taví tuhá fáza (S) v prítomnosti kvapaliny (L) a plynu (V) pri teplote medzi –58,1 až –56,6 °C. Úplná homogenizácia na kvapalinu nastala v širokom intervale od –56,6 do +16 °C. Sekvencia fázových premien (V + S → L + S + V → L + V → L) zodpovedá typu H, v ktorom je poslednou fázovou premenou homogenizácia plynnej bubliny (van den Kerkhof a Thiéry, 2001).

V niektorých jednofázových inklúziách sme pozorovali stabilnú sekvenciu fázových premien V + S → L + S + V → L + S → L, ktorá zodpovedá typu S (poslednou premenou je rozpustenie tuhej fázy v kvapaline). Tie isté inklúzie vykazovali aj metastabilnú sekvenciu L + V → L pri ochladení na –90 °C a pri nasledujúcom zahriatí. Inklúzie s týmto typom fázových premien majú vyššiu hustotu, ako je hustota kvapaliny v trojitom bode CO_2 pri –56,6 °C. Najvyššia zaznamenaná hustota CO_2 v kremenno-turmalínovej asociácii je 1,197 g/cm^3 a v kremenno-antimonitovej 1,195 g/cm^3. Fázové zmeny v tomto type inklúzií detailne opísal a ilustroval Urban et al. (2006).

Ramanovou spektrometriou (GFZ Potsdam) sa potvrdilo, že v plynných inklúziách prevláda CO_2 spolu s malým množstvom N_2 a CH_4 v úhrnnej koncentrácii do 10 mol. % (tab. 4). Teplota fázových transformácií vo fázovom diagrame systému CO_2-N_2 (obr. 4) indikuje rovnaké zloženie plynnej zmesi (do 5 mol. % ekvivalentov N_2) v antimonitovej aj v turmalínovej asociácii, ale štatisticky o niečo nižšiu hustotu fluida v antimonitovej.

PT podmienky a hĺbka vzniku

Široký rozptyl hustoty inklúzií CO_2 (obr. 4) je odrazom cyklického otvárania žilného systému. Pod vplyvom trhlinovotesniaceho *(crack-seal)* mechanizmu (Ramsay, 1980) nastávajú tlakové výkyvy s krajnými hodnotami zodpovedajúcimi hydrostatickému (tlak stĺpca statického fluida v otvorenom systéme) a litostatickému režimu (tlak stĺpca nadložných hornín v uzavretom systéme). Mechanizmus, pri ktorom akumulovaný fluidný tlak cyklicky klesá po otvorení trhliny (Osborne a Swarbrick, 1997), signalizujú aj časté brekciové textúry v čučmianskych rudných žilách pozorované v makroskopických aj mikroskopických rozmeroch (napr. obr. 3b a 3f).

Tab. 3
Reprezentatívne mikrosondové analýzy monazitu (v hmot. %) zo žily Klement
Representative microprobe analyses of monazite (in wt. %) from Klement vein

Vzorka/Sample	7C-2	7C-2	7C-3	7C-2	7C-2	7C-1
Zrno/Grain No.	3	5	4	3	7	8
Anal./No.	1	1	1	2	1	1
P_2O_5	27,27	27,55	27,57	28,93	27,45	27,39
SiO_2	0,52	0,60	0,23	0,38	1,80	0,37
ThO_2	7,79	6,45	6,81	3,67	6,53	7,23
UO_2	0,19	0,23	0,07	0,30	0,11	0,07
Y_2O_3	0,80	0,62	0,24	1,15	0,23	0,25
La_2O_3	12,96	13,81	16,26	14,44	14,63	13,98
Ce_2O_3	26,88	28,02	29,21	27,82	28,26	28,16
Pr_2O_3	3,23	3,26	3,13	3,21	3,23	3,28
Nd_2O_3	12,15	12,46	11,19	12,83	12,38	13,32
Sm_2O_3	2,40	2,27	1,79	2,33	2,09	2,45
Eu_2O_3	0,29	0,23	0,15	0,31	0,17	0,24
Gd_2O_3	1,71	1,58	1,30	1,93	1,37	1,45
Tb_2O_3	0,11	0,02	0,04	0,10	0,05	0,06
Dy_2O_3	0,42	0,16	0,18	0,43	0,09	0,09
Ho_2O_3	0,09	0,10	0,18	0,27	0,19	0,18
Er_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb_2O_3	0,08	0,00	0,00	0,06	0,04	0,08
Tm_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Lu_2O_3	0,00	0,12	0,00	0,02	0,07	0,01
CaO	1,92	1,50	0,81	1,23	0,77	0,83
PbO	0,07	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04
Spolu/Total	98,88	99,03	99,21	99,45	99,54	99,48
Modelové parametre na výpočet veku Model parameters for age calculation						
Th	6,842	5,664	5,987	3,222	5,738	6,352
Th (1σ)	0,030	0,027	0,024	0,021	0,027	0,028
U	0,160	0,201	0,060	0,265	0,100	0,066
U (1σ)	0,008	0,008	0,008	0,009	0,008	0,008
Pb	0,044	0,032	0,029	0,017	0,019	0,020
Pb (1σ)	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Vek/Age (Ma)	135 ± 15	114 ± 17	106 ± 18	96 ± 27	72 ± 18	70 ± 17

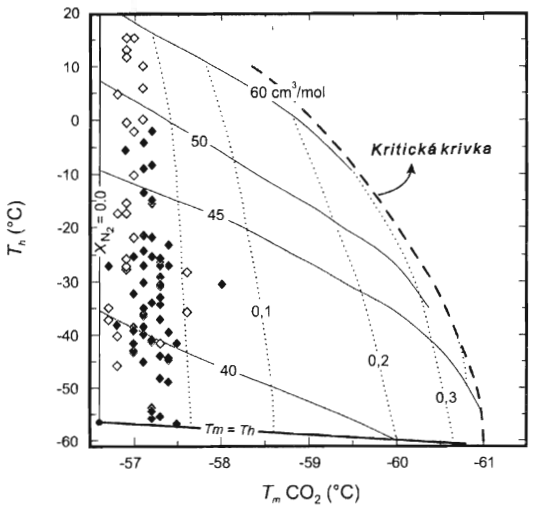
Tab. 4
Teplota fázových prechodov a zloženie CO_2 inklúzií typu H (v molárnych zlomkoch) zo žily Klement
Temperatures of phase transitions and compositions of the H-type CO_2 inclusions (mole fractions) from Klement vein

T_mCO_2 (°C)	T_hCO_2 (°C)	D (kg/m^3)	XCO_2	XN_2	XCH_4
–57,2	–15,8	1012	0,971	0,019	0,010
–57,3	–25,8	1058	0,902	0,073	0,025
–57,2	–14,9	1008	0,961	0,028	0,011
–57,3	–30,5	1078	0,965	0,026	0,009
–57,2	–8,5	975	0,959	0,031	0,010

Analytické podmienky: DILOR Laser Raman Triple XY spektrometer s CCD detektorom, Ar^+ laser Coherent Innova 70-3, vlnová dĺžka 488 nm, výkon 450 mW, načítavací čas 5 x 50 s

Analytical conditions: DILOR Laser Raman Triple XY spectrometer with CCD detector, Ar^+ laser Coherent Innova 70-3, wavelength 488 nm, power 450 mW, counting time 5 x 50 s

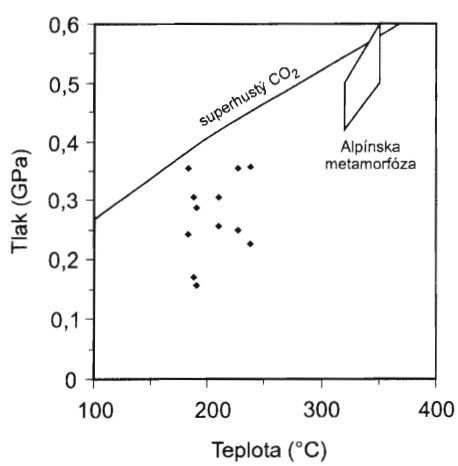
V heterogénnych fluidných systémoch zložených z kvapaliny a plynu je homogenizačná teplota inklúzií rovnaká alebo vyššia ako teplota ich zachytenia. Teplotu



Obr. 4. Fázový diagram systému CO_2-N_2 (modifikovaný podľa van den Kerkhofa a Thiéryho, 2001) s projekčnými bodmi mikrotermometrických údajov inklúzií typu H. T_h je homogenizačná teplota a T_mCO_2 teplota tavenia. Plné štvoruholníky zodpovedajú kremenno-turmalínovej a prázdne kremenno-antimonitovej asociácii.

Fig. 4. Phase diagram of the CO_2-N_2 system (adapted from van den Kerkhof and Thiéry, 2001) with microthermometric data from the H-type inclusions. Solid diamonds correspond to quartz-tourmaline and open diamonds to quartz-stibnite assemblages.

a tlak teda možno odvodiť priamo z mikrotermometrických údajov. Na stanovenie PT podmienok vzniku sme vybrali inklúzie vyskytujúce sa tesne vedľa seba so znakmi heterogénneho zachytávania, t. j. variabilný fázový pomer. Zmerali sme minimálnu homogenizačnú teplotu vodných inklúzií a tlak pri nej sme vypočítali z izochory najbližšej susednej inklúzie CO_2. Hustotu sme odvodili z homogenizačnej teploty a stavovej rovnice dvojfázovej krivky CO_2 (Span a Wagner, 1996) a izochoru sme vypočítali zo stavovej rovnice oblasti existencie kvapalného CO_2 (Sterner a Pitzer, 1994) Hustotu superhustých inklúzií sme určili pomocou teploty metastabilnej homogenizácie, pričom sme použili krivku varu CO_2 extrapólovanú do teploty pod trojným bodom (–56,6 °C).



Obr. 5. Teplota a tlak odvodené z fluidných inklúzií kremenno-turmalínovej asociácie žily Klement pri Čučme. Izochora superhustého CO_2 (D = 1,197 g·cm^{-3}) je vypočítaná podľa stavovej rovnice (Sterner a Pitzer, 1994) a PT podmienky alpínskej metamorfózy v južnom gemeriku sú podľa Faryada a Dianišku (1999).

Fig. 5. Temperature and pressure inferred from fluid inclusions for quartz-tourmaline assemblage of the Klement vein near Čučma. Isochore for superdense CO_2 (D = 1.197 g·cm^{-3}) calculated using EOS for pure CO_2 (Sterner and Pitzer, 1994), PT estimates of peak Alpine metamorphism of the southern Gemericum are from Faryad and Dianiška (1999).

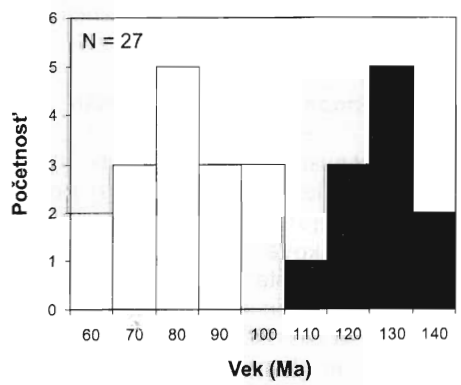
Namerané hodnoty zodpovedajú teplote 183–237 °C a tlaku 1,6–3,5 kbar. V prípade superhustých inklúzií typu S treba počítať s tlakom až 4,5 kbar za predpokladu, že sa zachytávali pri rovnakej teplote ako ostatné inklúzie (obr. 5). Nameraný minimálny a maximálny tlak je približne v takom pomere ako celková hustota fluida (~1 g/cm^3) a priemerná hustota kontinentálnej kôry (2,7 g/cm^3), čo zodpovedá podmienkam trhlinotesniaceho *(crack-seal)* mechanizmu.

Hĺbku vzniku (h) možno vypočítať podľa Pascalovho zákona ($P = h.\rho.g$) buď z minimálneho fluidného tlaku P a gravitačného zrýchlenia g = 9,81 m/s^2, ak sa použije hustota fluida (ρ), alebo z maximálneho fluidného tlaku, gravitačného zrýchlenia a z priemernej hustoty kôrových hornín. Fluidný tlak v čučmianskom ložisku zodpovedá hĺbke vzniku medzi 15 až 18 km a priemernému termálnemu gradientu nadložia 12–13 °C/km.

Mikrosondové U-Pb-Th datovanie monazitu

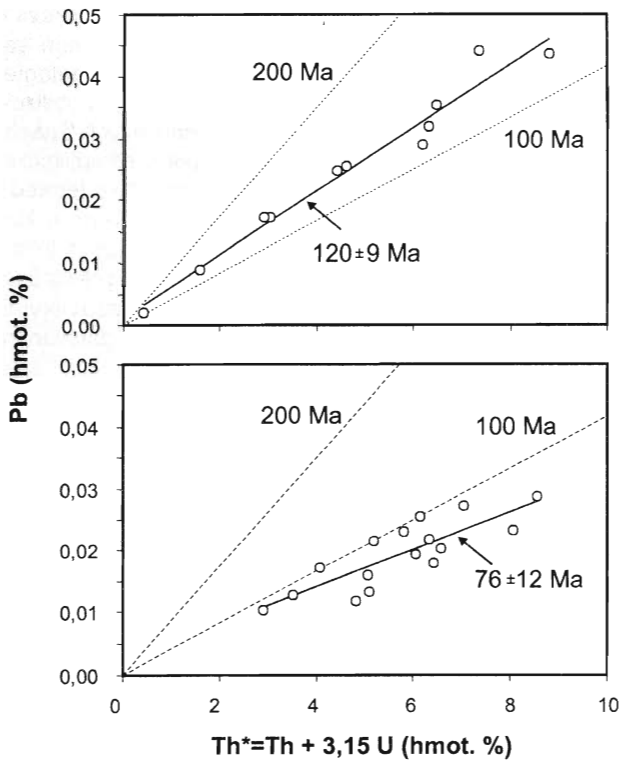
Monazit z turmalínovo-sericitovo-fosfátovej asociácie sme datovali elektrónovou mikrosondou CAMECA SX-100 (GÚDŠ Bratislava). Mikrosondové analýzy sme kalibrovali vekovými štandardami a modelový vek sme vypočítali štatistickým zhodnotením s využitím Gaussovho rozdelenia pomocou programu DAMON (Konečný et al., 2004) a algoritmu Montela et al. (1996). Reprezentačné chemické analýzy monazitu s vypočítaným vekom a štatistickou odchýlkou vyplývajúcou z analytickej chyby stanovenia Pb sú v tab. 3.

Na histograme nameraných vekov vidno dva vrcholy, jeden pri 120 ± 9 miliónov rokov, spodnokriedový, a druhý pri 76 ± 12 miliónov rokov, zodpovedajúci vrchnej kriede



Obr. 6. Histogram modelových U-Pb-Th vekov monazitu zo žily Klement pri Čučme.

Fig. 6. Histogram of model U-Pb-Th ages of monazite from the Klement vein near Čučma.



Obr. 7. Izochróny monazitu zo žily Klement.
Fig. 7. Isochrons for monazite from the Klement vein.

(obr. 6). Obidve štatistické skupiny modelových vekov vytvárajú izochróny na diagrame obsahu Pb a Th* (obr. 7). Vážený priemer celého štatistického súboru (N = 27) zodpovedá veku 92 miliónov rokov.

Diskusia

Pôvod rudonosného fluida

Inklúzie CO_2 z antimonitovej žily Klement pri Čučme (s maximálnou hustotou až 1,197 g/cm^3) sú prvým výskytom superhustého CO_2 v hydrotermálnych žilách orogénnych oblastí. V juhoindickom kratóne sa primárne superhusté inklúzie CO_2 s hustotou do 1,174 g/cm^3 vyskytujú v archaických granátových granulitoch (Santosh a Tsunogae, 2003) a v zlatonosných kremenných žilách ložiska Kolar, kde hustota CO_2 dosahovala až 1,24 g/cm^3 (Naumov et al., 1988). Hustota CO_2 až 1,21 g/cm^3 sa zistila aj v migmatitoch amfibolitovej fácie z oblasti Colorado Front Range, ale vysoká hustota je dôsledkom sekundárneho tektonického stlačenia (van den Kerkhof a Olsen, 1990). Primárne superhusté inklúzie CO_2 s hustotou viac ako 1,2 g/cm^3 sa doteraz našli iba vo vrchnoplášťových xenolitoch v alkalických bazaltoch (Solovova et al., 1990; Frezzotti et al., 1992).

V kôrových podmienkach sa superhusté inklúzie CO_2 môžu vyskytovať pri termálnom gradiente pod 23 °C/km, no pri teplote pod 250 °C je existencia plynnej zmesi s prevahou CO_2 v kôrových metasedimentoch s grafitom málo pravdepodobná. V kontinentálnej kôre je obsah kyslíka regulovaný fugacitným bufrom kremeň – fayalit – magnetit (αQFM), a tak dominantnou rovnovážnou fluidnou zložkou je metán a voda (Connolly a Cesare, 1993).

Pri extrémne vysokom oxidačnom stupni na úrovni > 3 logaritmických jednotiek fO_2 by nad αQFM bufrom žily Klement mohla byť plynná zmes s prevahou CO_2, ale vo fluide s 89–99 mol. % H_2O by sa samostatná fáza bohatá na CO_2 nemohla odmiešať. CO_2 v žile Klement teda nie je v rovnováhe s okolitými vulkanickosedimentárnymi horninami gelnickej skupiny a do fluidného systému sa pravdepodobne dostal z externého zdroja, ktorým mohla byť spodná (granulitová) kôra, parciálne natavovaná biotitická rula s grafitom (Cesare et al., 2005) alebo vrchný plášť a z neho derivované bázické a ultrabázické intrúzie (Huraiová et al., 2005). Alternatívnym zdrojom CO_2 môžu byť aj dekarbonatizačné reakcie, napr. oxidácia sideritu podľa rovnice $2FeCO_3 + 0{,}5\ O_2 \leftrightarrow Fe_2O_3 + 2CO_2$, alebo dedolomitizácia, ale samy dekarbonatizačné reakcie neprodukujú H_2O ani N, ktoré vo fluidnom systéme žily Klement sú a museli sa tam takisto dostať z externého zdroja.

Možným zdrojom CO_2 v antimonitových žilách je oxidácia sideritu a jeho nahrádzanie hematitom spekularitom, ktoré je v gemeriku regionálne rozšírené. V sideritových žilách sa okrem spekularitu často vyskytujú aj hematitové žilky, ktoré sa v minerálnej sukcesii nachádzajú tesne pred kremenno-turmalínovou asociáciou (Bernard a Hanuš, 1961; Rojkovič, 1985), čo je zrejme prejav prieniku silne oxidovaných fluíd.

Mobilita Zr a REE v nízkoteplotných hydrotermálnych roztokoch

Turmalín a albit v hydrotermálnych žilách gemerika sa interpretovali ako vysokoteplotná ozvena kriedového granitového magmatizmu (Varček, 1985), ale v poslednom čase sa objavujú indície, že B, Zr a REE sú mobilné aj v nízkoteplotných podmienkach. Xenotím aj monazit kryštalizujú už pri diagenéze v sedimentoch bohatých na fosfáty (napr. Evans et al., 2002; Vallini et al., 2002) a zirkón sa spolu s xenotímom tvorí pri metamorfóze sedimentov pri teplote okolo 250 °C (Rasmussen, 2005).

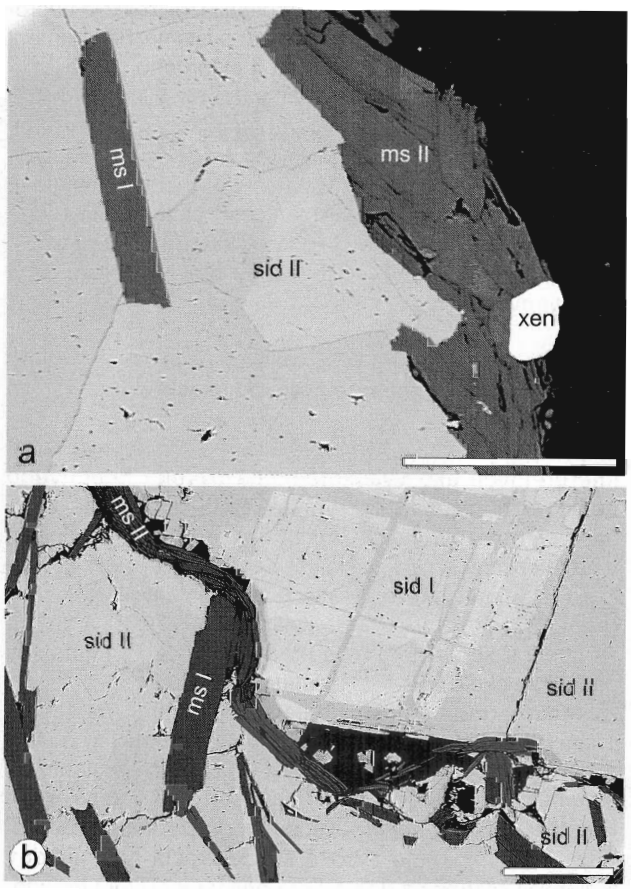
Mikrotermometrické údaje v tejto štúdii poskytujú priamy dôkaz o vzniku novo sa tvoriacich B, Zr, Ti a REE minerálov, ktoré sa považujú za typickú vysokoteplotnú magmatogénnu asociáciu pri metamorfných podmienkach medzi zeolitovou fáciou a fáciou modrých bridlíc. Mobilitu Zr a REE umožňuje vysoká koncentrácia halogenidov v slaných roztokoch, ktoré tieto prvky mobilizujú pravdepodobne vo forme fluórových komplexov (Rasmussen, 2005). V gemeriku je dôležitý topominerálny vplyv permských granitov, ktoré sú zdrojom F, B a REE.

Korelácia so žilnými sideritovo-sulfidickými ložiskami

Kremenno-turmalínovo-muskovitovo-fosfátová asociácia antimonitových žíl je pravdepodobne analógom rovnakej mineralizácie, aká sa vyskytuje v sideritovo-sulfidických žilách gemerika. V prospech tejto hypotézy hovorí charakter

fluidných inklúzií, ktoré sa v kremenno-turmalínovej asociácii našli v sideritových žilách. Hurai et al. (1998) v Gretle a Jedľovci opísali heterogénne zachytávanie vodných roztokov s vysokým obsahom CO_2, ktorého hustota dosahovala 0,93–0,99 g/cm^3, čo pri teplote 200 °C zodpovedá fluidnému tlaku 2,2–2,8 kbar.

Vo väčšine sukcesných schém (Bernard, 1961; Varček, 1973) sa vyčleňuje samostatná turmalínová alebo turmalínovo-albitová perióda (spolu s hematitom a magnetitom), ktorá oddeľuje staršiu sideritovú a mladšiu kremenno-sulfidickú periódu. Minerálne paragenézy antimonitových žíl kopírujú v redukovanej podobe sukcesiu v hlavných sideritových žilách gemerika (Beňka, 1980) a paragenetický výskum sideritových žíl v rámci úlohy Ministerstva životného prostredia SR 0503 *Zdroje fluíd v metalogenéze Západných Karpát* túto sukcesiu potvrdil. Fosfáty Y a REE sa vyskytujú spolu s muskovitom v podobnej asociácii ako v antimonitovej žile Klement



Obr. 8. Priestorový vzťah medzi sideritom a svetlou sľudou v žilnom ložisku Smolnícka Huta-Mária Snežná (a) a Rožňava-Mária (b). a – Izolované muskovitové kryštály koexistujúce so sideritom II a žilka svetlej sľudy II s idiomorfným kryštálom xenotímu. Vzorka SMS-25. b – Dve generácie sideritu a dve svetlej sľudy. Vzorka RMB-9. Zobrazenie v odrazených elektrónoch. Mierka zodpovedá 0,1 mm.

Fig. 8. Spatial relationships between siderite and white mica in siderite-sulphide veins of Smolnícka Huta-Mária Snežná (a) and Rožňava-Mária deposits (b). a – Muscovite crystals enclosed in siderite II and veinlet of white mica II with euhedral xenotime, sample SMS-25. b – Two siderite and white mica generations. Sample RMB-9. BSE images. White bar corresponds to 0.1 mm.

v sideritových žilách južného gemerika (obr. 8). Muskovit I koexistuje so sideritom druhej generácie. Xenotím sa vyskytuje spolu s muskovitom II. Na základe analógie s čučmianskym ložiskom predpokladáme, že remobilizovaný siderit II a muskovit I a II v sideritových žilách gemerika sú spodnokriedového veku. Naložené sulfidické mineralizácie vrátane Fe dolomitu, chalkopyritu a tetraedritu sú zrejme vrchnokriedového veku. Cinabarit a Hg pokladáme za terciérne minerály, aj keď v prospech tohto tvrdenia sú zatiaľ iba nepriame indície. Uvedené predbežné vekové vzťahy sa budú ešte spresňovať nezávislými geochronologickými metódami, najmä $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovaním muskovitu.

Tektonické aplikácie

Priemerný U-Pb-Th vek hydrotermálneho monazitu zo žily Klement je rovnaký ako K-Ar vek draselného živca zo žilnej asociácie s turmalínom čučmianskeho ložiska (Kantor, 1959; Bagdasarjan et al., 1977). K živec z metodických dôvodov poskytuje priemerný vek ovplyvnený aj potenciálnou stratou rádiogénneho Ar pri rejuvenizácii, keď sa zrejme prekročila uzatváracia teplota K-Ar systému, t. j. ~120–180 °C (Harrison a McDougall, 1980). Spodnokriedový vek antimonitových žíl je v súlade so staršími pozorovaniami, ktoré poukazovali na ich vznik dávno po vychladnutí permského granitu, pretože žily prechádzajú bez zmeny minerálneho zloženia cez granit a jeho kontaktnú aureolu (Rozložník a Slavkovský, 1980).

Vek monazitu z Čučmy sa kryje s deformačným štádiom AD_2 pri nasúvaní gemerika nad veporikum (Plašienka, 2002; Lexa et al., 2003, Schulmann et al., 2005). V tom období vznikla aj remobilizovaná žilníková mineralizácia s albitom, rutilom, U-Ti oxidom, monazitom a xenotímom v permských sedimentoch severného gemerika, ktorej vek podľa U-Pb-Th datovania monazitu je 124 ± 10 miliónov rokov (Rojkovič a Konečný, 2005). Rejuvenizácia antimonitových žíl (76 ± 12 Ma) sa prekrýva s transpresným tektonickým režimom pri vzniku transgemerickej strižnej zóny (Grecula et al., 1990, Lexa et al., 2003), ktorej vek sa K-Ar metódou určil na 75–85 miliónov rokov (Schulmann et al., 2005).

Fluidné inklúzie v kremenno-turmalínovej asociácii a zodpovedajúce teplotno-tlakové parametre treba korelovať so spodnokriedovým deformačným štádiom. Celkové nadložie čučmianskeho ložiska (15–18 km) sa mohlo skladať približne z 5 km kryštalinika, 2 km permo-triasového obalu a 8–10 km nadložného meliatskeho akrečného klina, ktorého zvyšky sú zachované na južnom okraji gemerika.

Záver

Kremenno-antimonitové žily v okolí Čučmy sa sformovali v hĺbke 15–18 km pri teplote 180–240°C a teplotnom gradiente 12–13 °C/km počas tvorby gemerického klivážového vejára v chladnej kôre zaťaženej meliatskym akrečným klinom. Vznikli v spodnej a boli omladené vo vrchnej kriede pri vzniku transgemerickej strižnej zóny.

Okrem vhodnej teploty bol rudotvorným faktorom prienik CO_2, pravdepodobne metamorfogénneho pôvodu, ktorý sa zmiešal s koncentrovanými soľankami reprezentujúcimi pôvodne morskú vodu modifikovanú vysokoteplotnou interakciou s horninami variského fundamentu gemerika. Turmalínovo-muskovitovo-fosfátová asociácia sa vyskytuje aj v sideritových žilách a oddeľuje v nich jursko-spodnokriedový siderit, tvoriaci hlavnú masu žilnej výplne, od mladšej, spodnokriedovej až vrchnokriedovej sulfidickej mineralizácie.

Poďakovanie. Práca vznikla v rámci projektu ŠGÚDŠ a Ministerstva životného prostredia SR *Zdroje fluíd v metalogenéze Západných Karpát* s prispením projektu VEGA 1/1023/04 a 1/1027/04 a grantu CNF 205/03/1490. Cenné podnety vzišli z diskusie s I. Dianiškom, S. W. Faryadom, J. Lexom a I. Rojkovičom.

Literatúra

Bagdasarjan, G. P., Cambel, B., Veselský, J. & Gukasjan, R. Ch., 1977: Kalij-argonovyje opredelenija vozrasta porod krystalličeskich kompleksov Zapadnych Karpat i predvariteľnaja interpretacija rezuľtatov. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 365–374.*

Beňka, J., 1980: Niekoľko poznámok k mineralogickým a paragenetickým pomerom na Sb ložiskách Betliar – Čučma. *In: J. Ilavský (ed.): Antimónové rudy Československa. Vyd. GÚDŠ, Bratislava, 127–132.*

Beňka, J. & Caňo, F., 1992: Mineralógia, paragenéza a geochémia antimonitových žíl v oblasti Betliar – Čučma – Volovec. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 15, 61–91.*

Bernard, J. H., 1961: Regional primary zoning of ore vein fillings in the metallogenetic region of Spišsko-gemerské rudohoří (Czechoslovakia). *Acta Univ. Carol., Geol., 1, 9–20.*

Bernard, J. H. & Hanuš, V., 1961: Pozice hematitu (spekularitu) a magnetitu v globální sukcesi hydrotermálních ložisek Spišsko-gemerského rudohoří. *Věst. Ústř. Úst. geol., 36, 343–345.*

Cesare, B., Meli, S., Nodari, L. & Russo, U., 2005: Fe^{3+} reduction during biotite melting in graphitic metapelites: Another origin of CO_2 in granulites. *Contr. Mineral. Petrology, 149, 129–140.*

Chovan, M., Moravanský, D., Ozdín, D. & Pršek, J., 2003: Turmalíny – Zlatá Idka. Nepublikovaná správa. *Manuskript – archív Katedry mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 29.*

Connolly, J. A. D. & Cesare, B., 1993: C-O-H-S fluid composition and oxygen fugacity in graphitic metapelites. *J. metam. Geol., 11, 379–388.*

Evans, J. A., Zalasiewicz, J. A., Fletcher, I., Rasmussen, B. & Pearce, N. J. G., 2002: Dating diagenetic monazite in mudrock: Constraining the oil window ? *J. geol. Soc., 159, 619–622.*

Faryad, S. W. & Dianiška, I., 1999: Stupeň alpínskej metamorfózy v horninách staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia Slov., 31, 485–490.*

Frezzotti, M. L., Burke, E. A. J., deVivo, B., Stefanini, B. & Villa, I. M., 1992: Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii). *Eur. J. Mineralogy, 4, 1137–1153.*

Grecula, P., Abonyi, A., Abonyiová, M., Antaš, J., Bartalský, B., Bartalský, J., Dianiška, I., Drnzík, E., Ďuďa, R., Garguľák, M., Gazdačko, Ľ., Hudáček, J., Kobulský, J., Lorincz, L., Macko, J., Návesňák, D., Németh, Z., Novotný, L., Radvanec, M., Rojkovič, I., Rozložník, L., Rozložník, O., Varček, C. & Zlocha, J., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Mineralia Slov. – Monogr. Bratislava, Geocomplex, 834.*

Grecula, P., Návesňák, D. & Bartalský, B., 1990: Shear zones and types of deformations of ore veins in Gemericum, Western Carpathians. *Mineralia Slov., 22, 111–122.*

Harrison, T. M. & McDougall, I., 1980: Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand – II. Diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in hornblende revealed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectrum analysis. *Geochim. cosmochim. Acta, 44, 2005–2020.*

Henry, D. J. & Guidotti, C. V., 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Mineralogist, 70, 1–15.*

Hurai, V., Gazdačko, Ľ., Ferenčíková, E., Majzlan, J. & Repčok, I., 1998: Pôvod rudonosných fluíd žilných sideritových ložísk Gretla, Jedľovec a Rudňany. *Mineralia Slov., 30, 423–430.*

Hurai, V., Harčová, E., Huraiová, M., Ozdín, D., Prochaska, W. & Wiegerová, V., 2002: Origin of siderite veins in the Western Carpathians I. P-T-X-$\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ relations in ore-forming brines of the Rudňany deposits. *Ore Geology Reviews, 21, 67–101.*

Huraiová, M., Dubessy, J., Konečný, P., Simon, K., Kráľ, J., Zielinski, G., Lipka, J. & Hurai, V., 2005: Glassy orthopyroxene granodiorites of the Pannonian Basin: Tracers of ultra-high-temperature deep-crustal anatexis triggered by Tertiary basaltic volcanism. *Contr. Mineral. Petrology, 148, 615–633.*

Ilavský, J., 1980: Regularities of spatial distribution of antimony ore mineralization in West Carpathians. *In: J. Ilavský (ed.): Antimónové rudy Československa. GÚDŠ Bratislava, 31–46.*

Kantor, J., 1957: $Ar^{40}K^{40}$ metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. *Geol. Práce Zpr., 11, 188–199.*

Kantor, J., 1959: Príspevok k poznaniu veku niektorých granitov a s nimi spätých ložísk Západných Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 2, 63–73.*

Kantor, J. & Rybár, M., 1979: Radiometric ages and polyphase character of Gemericum granites. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 433–447*

Konečný, P., Siman, P., Holický, I., Janák, M. & Kollárová, V., 2004: Metodika datovania monazitu pomocou elektrónového mikroanalyzátora. *Mineralia Slov., 36, 225–235.*

Kovách, Á., Svingor, E. & Grecula, P., 1979: Nové údaje o gemeridných granitoch. *Mineralia Slov., 11, 71–77.*

Lexa, O., Schulmann, K. & Ježek, J., 2003: Cretaceous collision and indentation in the West Carpathians: View based on structural analysis and numerical modeling. *Tectonics, 22, 6, 1066.*

Lexa, J., Bačo, P., Chovan, M., Petro, M., Rojkovič, I. & Tréger, M., 2004: Metalogenetická mapa Slovenskej republiky. *Ministerstvo životného prostredia SR – Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava.*

Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C. & Provost, A., 1996: Electron microprobe dating of monazite. *Chem. Geology, 131, 37–53.*

Naumov, V. B., Safonov, Ju. G. & Mironova, O. F., 1988: Nekotoryje zakonomernosti prostranstvennogo izmenenija parametrov fluida zolotorudnogo mestorožděnija Kolar (Indija). *Geol. rud. Mestorožd. (Moskva), 6, 106–109.*

Oakes, C. S., Bodnar, R. J. & Simonson, J. M., 1990: The system $NaCl-CaCl_2-H_2O$: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochim. cosmochim. Acta, 54, 603–610.*

Osborne, M. & Swarbrick, R. E., 1997: Mechanism for generating overpressure in sedimentary basins: A reevaluation. *AAPG Bulletin, 81, 1023–1041.*

Pecho, J., 1980: Štruktúrno-geologické pomery antimonitových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In. J. Ilavský (ed.). Antimónové rudy Československa. GÚDŠ Bratislava, 103–113.*

Plašienka, D., 2002: Alpidná tektonická progradácia a jej štruktúrny záznam v jednotkách Západných Karpát. [Doktorská dizertačná práca.] Bratislava, 149.

Ramsay, J. G., 1980: The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature, 284, 135–139.*

Rasmussen, B., 2005: Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: Evidence for zirconium mobility at ~250 °C. *Contr. Mineral. Petrology, 150, 146–155.*

Rojkovič, I., 1985: Paragenéza a sukcesia rudnej mineralizácie. *In. B. Cambel & J. Jarkovský (eds.): Rudnianske rudné pole – geochemicko-metalogenetická charakteristika. Bratislava, Veda, 183–193.*

Rojkovič, I. & Konečný, P., 2005: Th-U-Pb dating of monazite from the Cretaceous uranium vein mineralization in the Permian rocks of the Western Carpathians. *Geol. Carpath., 56, 493–502.*

ROZLOŽNÍK, L., 1969: Niektoré problémy vzťahu zrudnenia k tektonike v Spišsko-gemerskom rudohorí vo svetle doterajších poznatkov. *Mineralia Slov., 1, 89–98.*

ROZLOŽNÍK, L. & SLAVKOVSKÝ, J., 1980: Niektoré štruktúrne vlastnosti ložísk antimonitových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: J. Ilavský (ed.): Antimónové rudy Československa. GÚDŠ Bratislava, 115–124.*

SANTOSH, M. & TSUNOGAE, T., 2003: Extremely high density pure CO_2 fluid inclusions in a garnet granulite from Southern India. *J. geol., 11, 1–16.*

SCHULMANN, K., MONTIGNY, R., LEXA, O., FARYAD, S. W & JEŘÁBEK, P , 2005: Geochronological constraints of Mesozoic and Tertiary reworking of Paleozoic basement units in SW Carpathians. *Geolines, 19, 103–104.*

SOLOVOVA, I. P., NAUMOV, V. B., KOVALENKO, V. I., GIRNIS, A. V. & GUŽKOVA, A. V., 1990: Istorija obrazovanija špinelovogo lerzolita (Draiser Weiher, Germanija) po dannych mikrovkľučenij. *Geochimija, 10, 1400–1411.*

SPAN, R. & WAGNER, W., 1996: A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple-point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa. *J. Phys. Chem. Reference Data, 25, 1509–1596.*

SPENCER, R. J., MOLLER, N. & WEARE, J. H., 1990: The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO_4-H_2O systems at the temperatures below 25 °C. *Geochim. cosmochim. Acta, 54, 575–590.*

STERNER, S. M. & PITZER, K. S., 1994: An equation of state for carbon dioxide valid from zero to extreme pressures. *Contr. Mineral. Petrology, 117, 362–374.*

URBAN, M., THOMAS, R., HURAI, V., KONEČNÝ, P & CHOVAN, M., 2006: Superdense CO_2 inclusions in Cretaceous quartz-stibnite veins hosted in low-grade Variscan basement of the Western Carpathians, Slovakia. *Mineralium Depos., 41, 867–873.*

VAN DEN KERKHOF, A. M. & OLSEN, S. N., 1990: A natural example of superdense CO_2 inclusions: Microthermometry and Raman analysis. *Geochim. cosmochim. Acta, 54, 895–901*

VAN DEN KERKHOF, A. M. & THIÉRY, R., 2001 Carbonic inclusions. *Lithos, 55, 49–68.*

VALLINI, D., RASMUSSEN, B., KRAPEŽ, B., FLETCHER, I. R. & MCNAUGHTON, N. J., 2002: Obtaining diagenetic ages from metamorphosed sedimentary rocks: U-Pb dating of unusually coarse xenotime cement in phosphatic sandstone. *Geology, 30, 1083–1086.*

VANKO, D. A., BODNAR, R. J. & STERNER, S. M., 1988: Synthetic fluid inclusions: VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-$CaCl_2$-H_2O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. *Geochim. cosmochim. Acta, 52, 2451–2456.*

VARČEK, C., 1973: Paragenetické a geochemické pomery hydrotermálnych ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: J. Bartalský (ed.): Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria, kniha 7. Nepublikovaný rukopis, archív Geofondu Bratislava, 337*

VARČEK, C., 1985: Metalogenetická charakteristika Spišsko-gemerského rudohoria a pozícia rudnianskeho rudného poľa. *In: B. Cambel & J. Jarkovský (eds.). Rudnianske rudné pole – geochemická a metalogenetická charakteristika. Bratislava, Veda, 61–77.*

YAVUZ, F , 2003: Evaluating micas in petrologic and metallogenetic aspect: I – definitions and structure of the computer program MICA. *Computers and Geosciences, 29, 1203–1213.*

YAVUZ, F., GÜLTEKIN, A. H. & KARAKAYA, M. C., 2002: CLASTOUR: A computer program for classification of the minerals of the tourmaline group. *Computers and Geosciences, 28, 1017–1036.*

Rukopis doručený 26. 9. 2005
Revidovaná verzia doručená 15. 5. 2006
Rukopis akceptovaný 21. 2. 2006

Cretaceous age of quartz-stibnite veins near Čučma (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

Quartz-stibnite and siderite-sulphide veins of the Gemeric tectonic unit are arranged along several productive belts extending from east to west parallel with the cleavage structure of the Paleozoic basement (Fig. 1). Origin of the veins remains unclear. Former concepts emphasized genetic link of the hydrothermal veins with the subjacent granites (e. g. Rozložník, 1969; Varček, 1973; Ilavský, 1980). Recent models favour a metamorphogenic-hydrothermal origin attributed to Variscan orogeny (Grecula et al., 1995). To resolve these discrepancies, fluid inclusion study and monazite U-Pb-Th dating were performed using the samples collected from the dumps of the Klement vein near Čučma.

Monazite is closely associated with xenotime, dravite-schorl (Tab. 1, Fig. 2), vein quartz (Figs. 3a, b), muscovite (Figs. 3c, d, Tab. 2), pyrite and arsenopyrite (Fig. 3c). Monazite grains, up to 20 μm in diameter, contain up to 9 wt. % ThO_2 (Tab. 3). Stibnite generally postdates tourmaline, but both minerals sometimes precipitate simultaneously (Figs. 3e, f).

Fluid inclusions in quartz associated with tourmaline and stibnite are mono-to-three-phase, with variable liquid-to-vapour ratios at room temperature. Halite crystals are occasionally present in aqueous phase. Microthermometric studies revealed increased concentrations of the aqueous liquid, ranging between 20–32 wt. %, and the presence of $CaCl_2$ together with dominant NaCl.

Gaseous phase of fluid inclusions is composed of essentially pure CO_2, and Raman spectrometry revealed minor amounts of CH_4 and N_2 (Fig. 4, Tab. 4). Maximum densities of the CO_2-dominated inclusions attain 1.195 g/cm^3 in quartz-stibnite and 1.197 g/cm^3 in quartz-tourmaline assemblages. Wide range of the CO_2 densities is interpreted in terms of a cyclic vein structure opening due to the crack-seal mechanism (Ramsay, 1980).

Fluid inclusion trapping PT parameters have been derived from homogenization temperatures and densities of the neighbouring primary aqueous and CO_2 inclusions (Fig. 5) The derived temperatures and pressures, 183–237 °C and 1.6–3.5 kbar, possibly up to 4.5 kbar, correspond to a 15–18 km depth of burial and thermal gradient of 12–13 °C/km.

U-Pb-Th microprobe dating of monazite showed two maxima at 120 ± 9 and 76 ± 12 Ma (Figs. 6 and 7). The first peak overlaps the age of structural cleavage formed due to thrusting of the Gemeric unit over the Veporic unit during Lower Cretaceous times. The second peak is interpreted as rejuvenization coincidental with the Upper Cretaceous transpressive shearing. The quartz-tourmaline assemblage with REE-phosphates and U, Th, Ti-oxides is correlated with the similar assemblage of the siderite-sulphidic veins of the southern Gemeric unit (Fig. 8). If this analogy is valid, origin of these veins must be attributed to Alpine orogenic processes.

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 141—150

U-Pb-Th datovanie a chemické zloženie monazitu v xenolitoch syenitu a pincinitu z vrchnomiocénneho maaru pri obci Pinciná (Lučenská kotlina)

MONIKA HURAIOVÁ[1] a PATRIK KONEČNÝ[2]

[1]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

U-Pb-Th dating and chemical composition of monazite from syenite and pincinite xenoliths from the Late Miocene maar near Pinciná village (the Lučenec Basin)

Xenoliths of syenite and pincinite – glassy orthopyroxene granite and granodiorite – occur in basaltic lapilli tuffs of the Late Miocene (~6 Ma) maar near Pinciná village in the Lučenec Basin. Syenite originated during advanced fractional crystallization in deep-crustal (18–20 km) basaltic reservoir. Pincinite is partly solidified melt fraction derived by dehydration melting of quartz-feldspar-biotite crust surrounding the basaltic reservoir. Newly formed monazite in meta- and peraluminous pincinites exhibits ages that are within uncertainty limit of the U-Pb-Th dating (9–15 Ma), thus corroborating the hypothesis that the pincinites represent rapidly quenched crystal-liquid mush trapped in the host alkali basalt at temperatures between solidus and liquidus. 330–362 Ma old monazites extracted from peraluminous pincinite are interpreted as the relics of Variscan crust surrounding the basaltic reservoir emplaced in the depth of around 20 km. Monazites hosted in syenite originated at ~35 Ma, thus indicating an Upper Eocene (or earlier) basaltic magma underplating in the northern part of the Pannonian Basin.

Key words: U-Pb-Th dating, monazite, xenolith, Lučenec Basin, Slovakia

Úvod

Bazaltový tuf tvoriaci steny maaru pri Pincinej obsahuje xenolity kyslých aj bázických magmatických hornín, ktoré vznikli diferenciáciou alkalického bazaltu v magmatických rezervoároch a ich interakciou s kôrovými horninami v rozličnej úrovni pod Lučenskou kotlinou. V tejto práci prezentujeme výsledky U-Pb-Th datovania monazitu z kyslých xenolitov elektrónovým mikroanalyzátorom. Montel et al. (1996) udávajú, že sa touto metódou dá spoľahlivo datovať iba monazit starší ako 100 miliónov rokov s presnosťou 30–50 mil. rokov.

Cieľom tejto práce je získať údaje o veku bazaltového magmatického rezervoára a okolitých kôrových hornín v severnej časti panónskeho bazéna a otestovať limity tejto metodiky na terciérnych horninách.

Geologická situácia

Maar pri Pincinej leží 5 km na SZ od Lučenca a patrí medzi produkty alkalického bazaltového vulkanizmu, ktorý bol na vnútornej strane karpatského oblúka aktívny medzi vrchným miocénom a kvartérom. Na základe K-Ar datovania a biostratigrafických dôkazov sa bazaltový vulkanizmus v Lučenskej kotline a v Cerovej vrchovine rozdelil do dvoch vekovo odlišných formácií. Staršia, podrečianska formácia, do ktorej patrí aj pincinský maar, sa sformovala pred 6,4 ± 0,5 miliónmi rokov (Balogh et al., 1981).

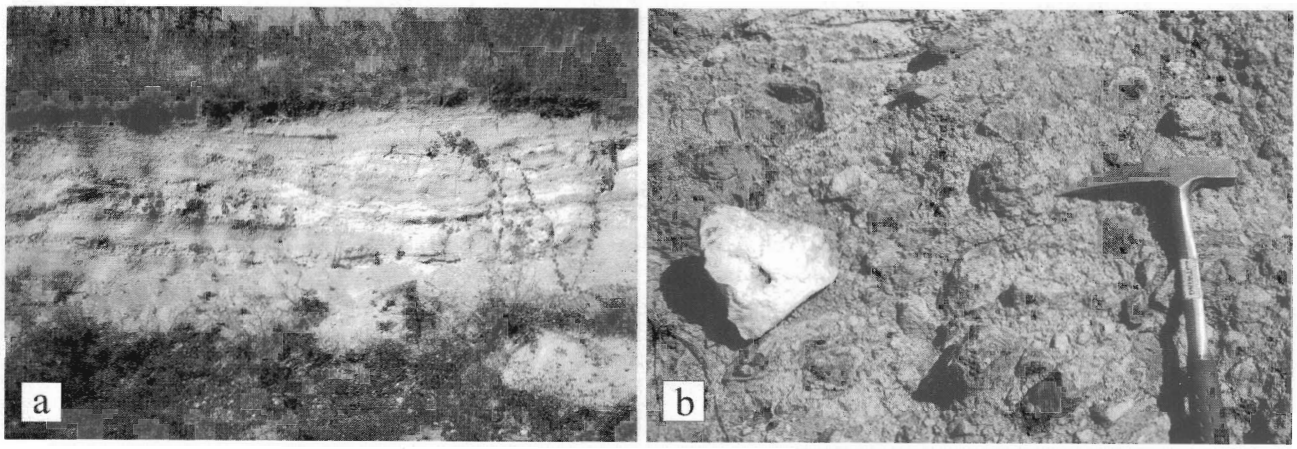
Maar sa vyvíjal vo fluviálno-limnickom prostredí poltárskej formácie pontského veku (Vass a Kraus, 1985; V. Konečný et al., 1995) a po svojom vzniku bol týmito sedimentmi aj zakrytý, a tak chránený proti erózii. Dodnes sú pri západnom a východnom okraji maaru zvyšky tufového valu prevažne zo zvrstveného palagonitového lapilového tufu pestrého sfarbenia (obr. 1a). V tufových polohách sú bazaltové bomby, úlomky hydrotermálnych kremenných žíl, kryštalických hornín a terciérnych sedimentov. Magmatické xenolity tvoria izolované fragmenty alebo jadrá vulkanických bômb (obr. 1b).

Petrografia, mineralógia a genéza magmatických xenolitov

V maarovej štruktúre sme identifikovali niekoľko typov magmatických xenolitov – gabro (pyroxenit), hornblendit s biotitom, hornblendit bez biotitu, dva typy syenitu a pincinitu (Huraiová et al., 1996; Huraiová et al., 2005). Ďalej opisujeme iba salické xenolity obsahujúce monazit.

Pincinit

Hornina je pomenovaná podľa blízkej obce Pinciná. Nový názov odráža exotické zloženie hlbinnej horniny obsahujúcej až 50 obj. % silikátového skla ryolitového až dacitového zloženia, ktoré tvorí vzájomne poprepájanú sieť s rovnakou hustotou v celom objeme xenolitu (obr. 2a). Textúra skla je fluidálna (obr. 2b, c). Ekvigranulárna, jemnozrnná (0,5–3 mm) hornina sa okrem silikátového skla skladá aj z 10–20 obj. % kremeňa a z 30–50 obj. %



Obr. 1. a – Lapilový tuf s xenolitmi v jz. stene maarovej štruktury pri Pincinej. b – Detail lapilového tufu s úlomkami xenolitov rozličného zloženia.
Fig. 1. a – Lapilli tuff with xenoliths in the southwestern wall of the maar structure near Pinciná village. b – Detailed view of lapilli tuffs with fragments of various rock types.

plagioklasu (obr. 2b, d). Doteraz sa našli tri ostrohranné úlomky veľké 5–30 cm, ktoré pravdepodobne boli súčasťou väčších blokov.

Podľa minerálnych fáz v integranulárnej tavenine sme odlíšili dva typy pincinitu (Huraiová et al., 2005). Obidva majú v podstate rovnaké zloženie hlavných horninových fáz – kremeň, plagioklas, sklo, ale odlišujú sa zložením tmavých minerálov a intergranulárneho skla. Peraluminózny pincinit obsahuje veľké zrná ortopyroxénu (Opx) a ilmenitu (Ilm) bez exsolúcií v korundovo-normatívnom intergranulárnom skle dacitového zloženia s nízkym obsahom Fe^{3+} (obr. 2b, d). Ortopyroxén má prevahu ferosilitovej zložky. V akcesorickom množstve je zastúpený zirkón, apatit, monazit, rutil, ružový granát a korund.

Intergranulárne sklo v metaluminóznom pincinite zodpovedá diopsidovo-normatívnemu ryolitu až dacitu s vysokým obsahom Fe^{3+}. Sklo je väčšinou homogénne (obr. 2c), ale miestami obsahuje aj kryštáliky ortopyroxénu s prevahou enstatitovej zložky a homogénny ilmenit s obsahom až do 19,5 mol. % Fe_2O_3. V intergranulárnej tavenine kryštalizoval K živec, ktorý sa v peraluminóznom pincinite nevyskytuje. V akcesorickom množstve vystupuje apatit, monazit, allanit, zirkón a množstvo doteraz neidentifikovaných REE silikátov s vysokým obsahom U a Th.

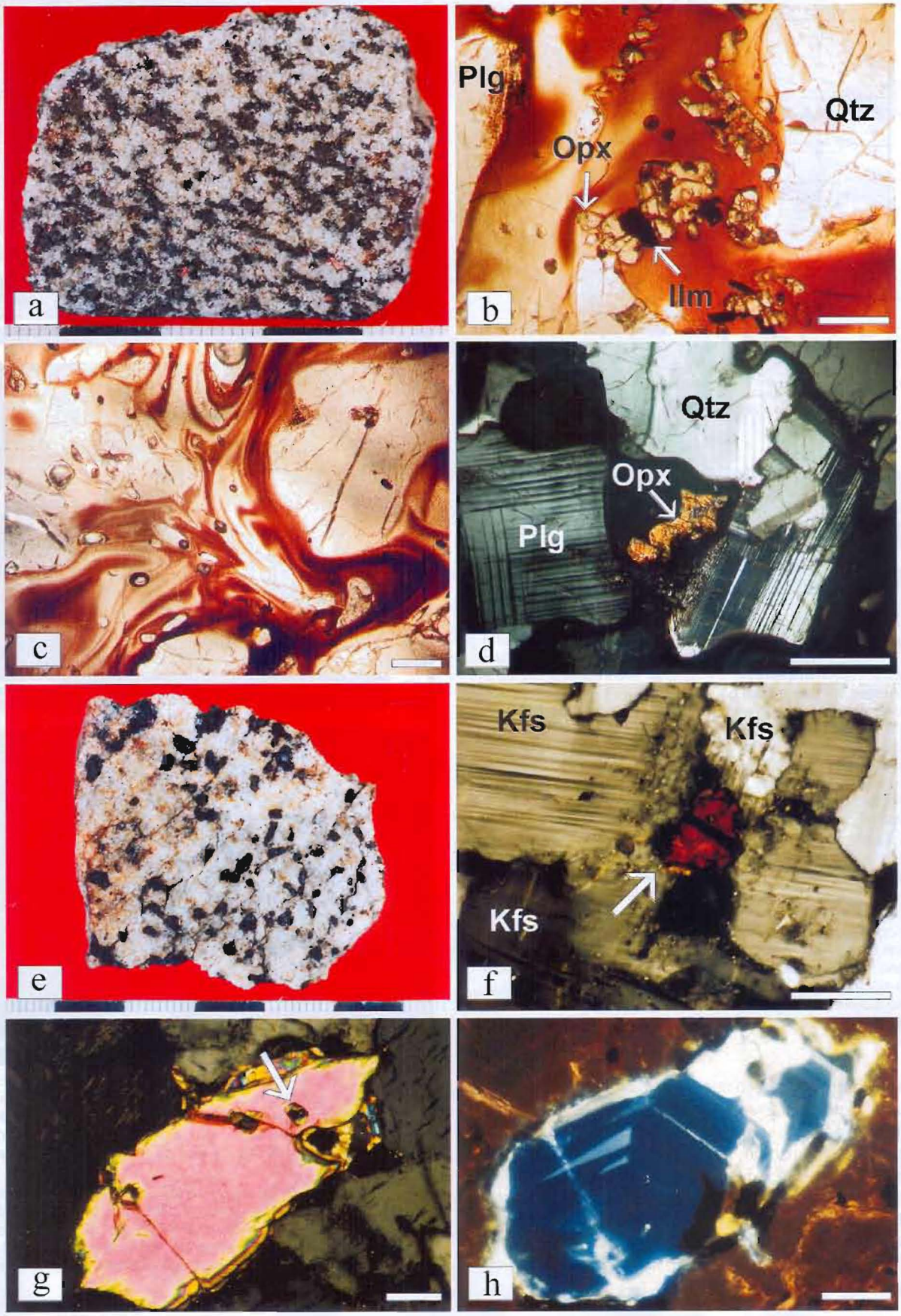
Horninotvornými živcami v obidvoch typoch sú plagioklasy s normálnou zonálnosťou, v ktorých albitová zložka pribúda od jadra k okraju zrna. Celkové chemické zloženie plagioklasu v peraluminóznom pincinite zodpovedá $Ab_{52-70}An_{23-45}Or_{2-8}$ a v metaluminóznom $Ab_{43-72}An_{20-55}Or_{2-8}$. Chemické zloženie všetkých fáz detailnejšie zdokumentovala Huraiová et al. (1996, 2005).

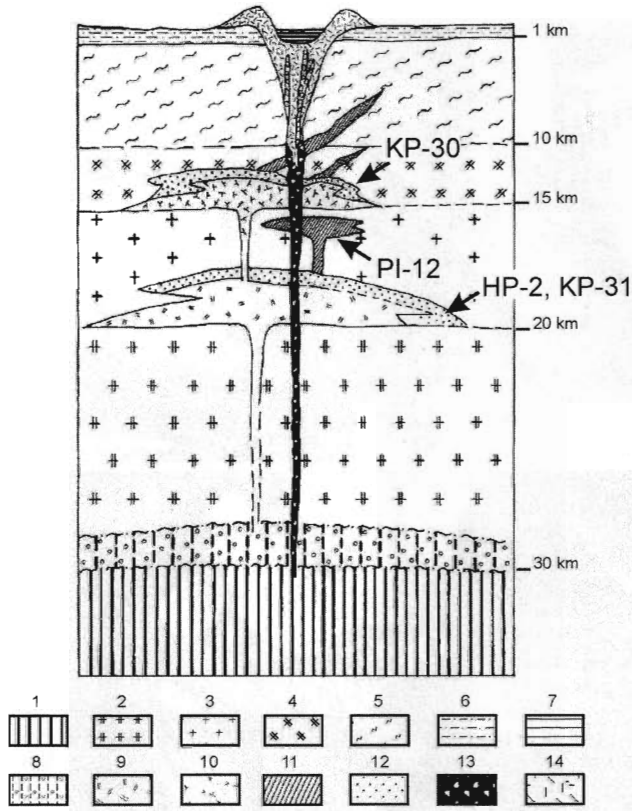
Normalizovaný záznam stopových prvkov intergranulárneho skla obidvoch typov pincinitu sa vyznačuje nízkym obsahom Rb, negatívnou Sr a Eu anomáliou a vysokým obsahom Ba, Th a U. Obidva typy sú tiež silne obohatené o vzácne zeminy. Celková mineralogická a geochemická charakteristika pincinitu zodpovedá anorogénnym granitom typu A. Neprítomnosť sľudy a dominantné fluidné inklúzie CO_2 indikujú granitický systém chudobný na vodu. Bezvodé minerálne zloženie a obrátená postupnosť kryštalizácie, pri ktorej v pincinite ako posledný kryštalizoval ortopyroxén a ilmenit, pripomína magmatické charnockity a enderbity.

Obidva typy pincinitu vznikali dehydratačným tavením biotitu na kontakte magmatického rezervoára s kôrovými horninami za asistencie fluida s prevahou CO_2, ktoré sa oddeľovalo pri odplynovaní bazaltovej magmy (obr. 3). Pri tomto procese sa parciálne tavila kôra rulového zloženia

Obr. 2. a – Textúrna vzorka pincinitu s intergranulárnym silikátovým sklom čiernej farby. Červené škvrny sú zvyšky abrazíva v pórovitej hornine. Škála je v cm. b – Hlavné minerálne fázy peraluminózneho pincinitu – kremeň (Qtz), plagioklas (Plg), vezikulárne intergranulárne sklo, z ktorého kryštalizuje ortopyroxén (Opx) a ilmenit (Ilm). c – Metaluminózny pincinit s fluidálnym intergranulárnym sklom a zaoblenými zrnami kremeňa a plagioklasu. d – Hlavné minerálne fázy peraluminózneho pincinitu – plagioklas, kremeň a ortopyroxén – v skrížených nikoloch. e – Textúrna vzorka syenitu zloženého z draselného živca a izolovaných vreciek čierneho silikátového skla. Škála je v cm. f – Mikroskopický obrázok syenitu v skrížených nikoloch dokumentuje tlakovo dvojčatený anortoklas (Kfs) a akcesorický Nb, Y, Th oxid (šípka). g – Nepravidelné zrno zirkónu v syenite v skrížených nikoloch. Šípka označuje veľkú inklúziu silikátovej taveniny s magnetitovým kryštálom a plynovou bublinou. h – Rovnaké zrno zirkónu v katódoluminiscenčnom svetle vykazuje primárnu magmatickú oscilačnú zonálnosť a znaky sekundárnej metasomatózy pozdĺž okraja zrna a trhlín. Mierka vo všetkých obrázkoch okrem a) a e) zodpovedá 100 μm.

Fig. 2. a – Hand specimen of pincinite, showing black intergranular silicate glass. Red spots are pores filled with abrasive material. Scale in cm. b – Main mineral phases of peraluminous pincinite – quartz (Qtz), plagioclase (Plg), vesicular intergranular glass with orthopyroxene (Opx) and ilmenite (Ilm). c – Photomicrograph of metaluminous pincinite showing fluidal texture of intergranular glass and rounded grains of quartz and plagioclase. d – Major mineral phases of peraluminous pincinite – quartz, plagioclase and orthopyroxene – in crossed nicols. e – Hand specimen of syenite composed of potassium feldspar and isolated pockets of black silicate glass. Scale in cm. f – Microscopic view of syenite in crossed nicols documents the pressure-induced twinning of anorthoclase (Kfs) and accessory Nb, Y, Th oxide (arrow). g – Irregular grain of zircon in syenite in crossed polars. Arrow designates large silicate melt inclusion with black magnetite daughter phase and vapour bubble. h – Hot cathodoluminescence image of the same zircon grain reveals the primary magmatic oscillatory zoning and secondary metasomatic changes along cracks and grain boundaries. Scale bars in all photomicrographs except a) and e) correspond to 100 μm.

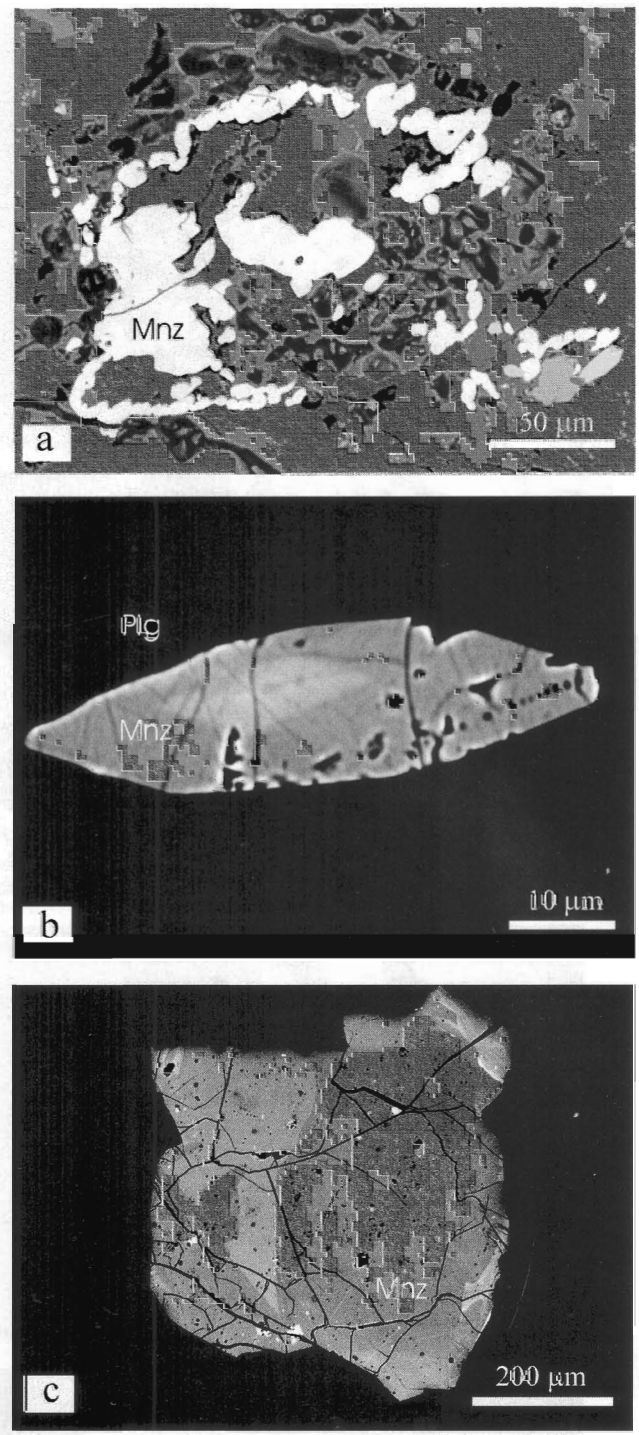

a
Plg
Qtz
Opx
Ilm
b
c
Qtz
Opx
Plg
d
e
Kfs
Kfs
Kfs
f
g
h



Obr. 3. Idealizovaný geologický profil pod pincinskou maarovou štruktúrou (Huraiová et al., 2005, modifikované). 1 – peridotit vrchného plášťa, 2 – mafické granulity (?), 3 – felzické granulity a tonalitová rula, 4 – metarauvaky, metapelity (?), 5 – nízko až stredne metamorfované horniny, prevažne paleozoické bridlice gemerika v najvrchnejšej časti, 6 – neogénna výplň sedimentárneho bazéna, 7 – sedimentárna výplň maaru, 8 – frakcionujúci alkalický bazalt, z ktorého sa oddeľuje olivín a klinopyroxén, 9 – mafické kumuláty zložené z klinopyroxénu, amfibolu, spinelu a Ca plagioklasu, 10 – hornblendit, 11 – syenit, 12 – zóny charnockitizácie a kôrovej anatexie (pincinit + felzický granulit), 13 – nefrakcionovaný alkalický bazalt s xenolitmi, 14 – bazaltové pyroklastiká.

Fig. 3. Idealized geological profile beneath Pinciná maar (modified after Huraiová et al., 2005). 1 – upper mantle peridotite, 2 – mafic granulites (?), 3 – felsic granulites and tonalitic gneiss, 4 – metagreywacke, metapelite (?), 5 – low-to-medium grade rocks, predominantly Paleozoic basement of the Gemeric Unit in uppermost part, 6 – Neogene sedimentary basin, 7 – sedimentary maar infilling, 8 – alkali basalt fractionating olivine and subordinate clinopyroxene, 9 – mafic cumulates composed of clinopyroxene, amphibole, spinel and Ca-plagioclase, 10 – hornblendite, 11 – syenite, 12 – zones of charnockitization and crustal anatexis (pincinite + felsic granulite), 13 – non-fractionated alkali basalt with xenoliths, 14 – basalt pyroclastics.

a vznikla charnockitovo-enderbitová tavenina a granulitové rezíduum. Salické granulitové xenolity sa doteraz na tejto lokalite nenašli, aj keď sú známe zo západnej časti panónskej panvy (Embey-Isztin et al., 2003). Izotopové zloženie O (7,6–9,5 ‰) a Sr (0,705–0,706) v kremeni, živci a silikátovom skle pincinitu zodpovedá kôrovému protolitu (Huraiová et al., 2005). Pincinit považujeme za terciérny analóg hornín charnockitovo-enderbitovej série, ktoré sú dnes odkryté v archaických a prekambrických štítoch.



Obr. 4. Obrázky monazitu v odrazených elektrónoch (BSE). a – Zhluk chemicky homogénnych alotriomorfných zŕn kryštalizujúci z taveniny v metaluminóznom pincinite (vzorka KP-30). b – Zonálny kryštál monazitu v plagioklase v peraluminóznom pincinite (vzorka KP-31). c – Zrno monazitu zo syenitu (vzorka PI-12) so sektorovou zonálnosťou.

Fig. 4. Back-scattered electron images of monazite. a – Cluster of chemically homogeneous allotriomorphic grains crystallizing from melt in metaluminous pincinite (sample KP-30). b – Zoned monazite crystal in plagioclase from peraluminous pincinite (sample KP-31). c – Monazite grain extracted from syenite (sample PI-12) showing sector zoning.

Dva typy pincinitu vznikali v rozličnej hĺbke a termodynamických podmienkach. Asociácia ortopyroxén – ilmenit – sklo v peraluminóznom pincinite, kde je vo fluidných inklúziách iba CO_2, vznikla pri teplote 1170 ± 50 °C a tlaku 5,6 ± 0,4 kbar v redukčných podmienkach (QFM až QFM-2 log fO_2 jednotiek). Rovnovážne parametre tej istej asociácie v metaluminóznom pincinite, ktorý vo fluidných inklúziách obsahuje CO_2 aj vodu, majú hodnotu 740 ± 15 °C, 2,8 ± 0,1 kbar, logfO_2 = QFM + 0,4 až +2,6. Intergranulárna asociácia Opx – Ilm – sklo v obidvoch typoch čiastočne vykryštalizovala ešte pred zachytením v hostiteľskom alkalickom bazalte, ktorý xenolity vyniesol na povrch (Huraiová et al., 2005). Za predpokladu litostatického tlaku možno hĺbku vzniku peraluminózneho pincinitu odhadnúť na 18–20 km a metaluminózneho pincinitu na ~10 km (obr. 3).

Syenit

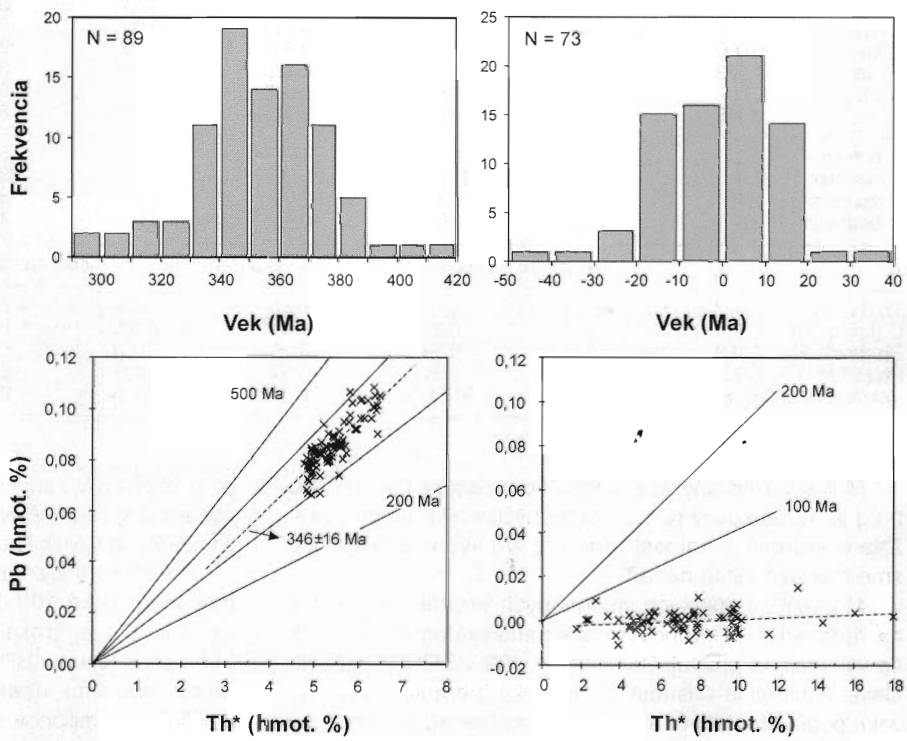
Syenit je takmer monominerálna hornina zložená z draselného živca. Intergranulárna tavenina zaberá do 15 % objemu xenolitu, je hnedá až čierna a tvorí izolované vrecká (obr. 2e). V panalotriomorfne zrnitom syenite sú draselné živce tlakovo dvojčatené (obr. 2f). Syenit je obohatený o inkompatibilné prvky, čo dokumentuje prítomnosť veľkého množstva akcesorického zirkónu (obr. 2g, h). Z ďalších akcesorických minerálov je zastúpený monazit, silikát Ce-La zo skupiny chevkinitu – perrieritu, Y tritomit (silikát Y, Ca a REE) a oxid Nb, Y a Th (obr. 2f).

Živce zodpovedajú anortoklasu a sú nezonálne. Intergranulárna tavenina je kremenno-normatívna, peraluminózna, zriedka mierne metaluminózna a zložením zodpovedá trachytu. Dve skupiny syenitu sa navzájom odlišujú obsahom Fe^{3+} v intergranulárnej tavenine a obsahom ortoklasovej zložky v draselnom živci (Hurai et al., 1998)

Izotopové zloženie O v zirkóne (5,1–5,6 ‰), plagioklase (7,3 ‰) a v intergranulárnom skle (7,1 ‰) zo syenitu PI-12, z ktorého sa extrahoval monazit, zodpovedá plášťovému zdroju materskej taveniny modifikovanému pokročilou frakčnou kryštalizáciou. Normalizovaný záznam stopových prvkov syenitov je podobný pincinitom (Hurai et al., 1998). Materská tavenina zrekonštruovaná z chemického zloženia a objemových pomerov dcérskych fáz v inklúzii taveniny v zirkóne (obr. 2g) zodpovedá trachyandezitu (Huraiová, 2000). Syenit interpretujeme ako takmer úplne vykryštalizovanú reziduálnu taveninu, ktorá je produktom pokročilej frakcionácie alkalického bazaltu. Z morfológie zirkónu (teplota vzniku ~900 °C) a z hustoty inklúzií CO_2 sa odhadla hĺbka vzniku oxidovanejšieho typu syenitu 12–13 km. Vzorka PI-12 zodpovedá redukovanejšiemu typu, ktorý kryštalizoval v hĺbke 18–19 km (Hurai et al., 1998).

Monazit – chemické zloženie a vek

Monazit izolovaný z rozdrveného xenolitu peraluminózneho pincinitu s hmotnosťou asi 3 kg je špinavozelený až hnedý. V petrografických výbrusoch vidno drobné monazity ako zhluky zaoblených alotriomorfných zŕn prevažne v intergranulárnej tavenine v obidvoch druhoch pincinitu (obr. 4a). Len sporadicky býva monazit uzavretý aj v horninotvorných mineráloch (obr. 4b). Jeho drobné zrná sú chemicky homogénne a väčšie majú nevýraznú oscilačnú zonálnosť (obr. 4b).



Obr. 5. Histogramy veku a izochróny monazitu v peraluminóznom pincinite (vzorka HP-2 a KP-31).

Fig. 5. Age histograms and isochrons of monazites from peraluminous pincinite (sample HP-2 and KP-31).

Tab.1
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy. Parametre na výpočet modelového veku a vek monazitu z peraluminózneho (vzorky HP-2 a KP-31) a metaluminózneho pincinitu (vzorka KP-30)
Representative electron microprobe analyses. Parameters for model age calculation and age of monazite from peraluminous (HP-2 and KP-31) and metaluminous pincinite (KP-30)

	HP2B/z2	HP2B/z1	HP2B/z1	HP2B/z2	KP30/f1	HP2/f3/4-1	KP31/z1/4	HP2A/z1
P_2O_5	28,57	28,83	28,77	30,03	26,34	27,54	28,27	27,53
SiO_2	0,40	0,56	0,66	0,44	1,42	1,37	1,03	1,55
ThO_2	6,80	5,39	6,53	6,05	8,28	6,94	5,91	10,22
UO_2	0,13	0,06	0,07	0,11	0,16	0,17	0,16	0,33
Y_2O_3	0,21	0,64	0,73	0,21	0,55	0,65	1,03	1,46
La_2O_3	12,63	15,07	14,32	12,92	18,52	18,56	17,81	16,26
Ce_2O_3	28,39	30,26	29,39	28,16	30.13	30,38	29,86	27,65
Pr_2O_3	3,35	3,19	3,19	3,46	2,82	2,62	2,82	2,63
Nd_2O_3	13,68	11,88	12,01	13,07	8,83	8.85	9,44	8,53
Sm_2O_3	2,11	1,62	1,68	2,10	1,20	1,01	1,12	1,37
Gd_2O_3	1,21	1,02	1,06	1,16	0,81	0,73	1,12	1,00
Tb_2O_3	0,01	0,00	0,05	0,02	0,01	0,06	0,02	0,06
Dy_2O_3	0,08	0,15	0,17	0,00	0,21	0,26	0,28	0,16
Ho_2O_3	0,17	0,16	0,09	0,27	0,09	0,21	0,14	0,09
Er_2O_3	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Yb_2O_3	0,05	0,04	0,03	0,11	0,00	0,07	0,05	0,09
Lu_2O_3	0,00	0,08	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00
CaO	1,30	0,85	1,01	1,12	0,31	0,56	0,62	0,97
PbO	0,13	0,10	0,12	0,11	0,02	0,02	0,02	0,02
Σ	99,22	100,03	99,88	99,39	99,70	100,02	99,70	99,94
Počet katiónov na 16 O/Number of cations based on 16 oxygen atoms								
P	3,886	3,876	3,870	3,988	3,661	3,742	3,815	3,732
Si	0,064	0,089	0,104	0,069	0,233	0,220	0,164	0,248
Th	0,249	0,195	0,236	0,216	0,309	0,253	0,214	0,372
U	0,005	0,002	0,002	0,004	0,006	0,006	0,006	0,012
Y	0,018	0,054	0,061	0,017	0,048	0,056	0,087	0,121
La	0.748	0,883	0,839	0,747	1,122	1,099	1,047	0,960
Ce	1,670	1,759	1,709	1,617	1,811	1,785	1,743	1,621
Pr	0,196	0,185	0,185	0,198	0,169	0,153	0,164	0,153
Nd	0,785	0,674	0,682	0,732	0,518	0,507	0,537	0,488
Sm	0,117	0,089	0,092	0,114	0,068	0,056	0,062	0,076
Gd	0,065	0,054	0,056	0,060	0,044	0,039	0,059	0,053
Tb	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,003	0,001	0,003
Dy	0,004	0,007	0,008	0,000	0,011	0,013	0,014	0,008
Ho	0,008	0,008	0,005	0,013	0,005	0,011	0,007	0,005
Er	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Yb	0,002	0,002	0,001	0,005	0,000	0,004	0,002	0,004
Lu	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,223	0,144	0,172	0,188	0,054	0,096	0,106	0,167
Pb	0,006	0,004	0,005	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001
Σ	8,046	8,035	8,029	7,975	8,060	8,045	8,029	8,025
huttonit	1,6	2,2	2,6	1,7	5,8	5,5	4,1	6,2
monazit	87,4	89,3	87,3	85,5	91,5	89,5	88,5	82,2
xenotím	2,4	3,4	3,3	2,5	2,7	3,1	4,2	4,8
brabantit	8,6	5,1	6,8	10,3	0,0	1,9	3,2	6,8
Parametre na výpočet modelového veku/Parameters for model age calculation								
Th (hmot %)	5.977	4,739	5,742	5,317	7,274	6,096	5,191	8,981
U (hmot. %)	0,114	0,017	0,018	0,093	0,085	0,104	0,101	0,224
Pb (hmot. %)	0,108	0,077	0,092	0,086	0,004	0,003	0,002	0,002
Pb (± 1σ)	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Vek/Age (Ma)	382 ± 18	350 ± 23	347 ± 17	341 ± 20	13 ± 14	12 ± 15	9 ± 15	5 ± 9

Monazit izolovaný zo syenitového xenolitu s hmotnosťou 2 kg je kanárikovožltý a v odrazených elektrónoch vykazuje sektorovú zonálnosť (obr. 4c) Vo výbrusoch syenitu sme monazit zatiaľ nenašli.

Monazit zo všetkých študovaných vzoriek bol vhodný na datovanie elektrónovým mikroanalyzátorom Merania sa vykonali na prístroji Cameca SX-100 v ŠGÚDŠ v Bratislave. Kalibrácia prístroja, podmienky merania a výpočet veku podľa Montela et al. (1996) podrobne zhrnul Konečný et al. (2004) V záujme štatistickej reprezentatívnosti sme zohľadnili aj záporné veky, ktoré sme vypočítali extrapoláciou z lineárnych rovníc Nagya et al (2002)

Z peraluminózneho pincinitu sme analyzovali zrno monazitu veľké 100–200 μm vyseparované z drvených vzoriek, ako aj zrnká veľké do 10 μm v petrografických výbrusoch (vzorka HP-2 a KP-31). Vo vzorke HP-2 sú dva druhy monazitu Jeden vykazuje paleozoický modelový vek 346 ± 16 miliónov rokov a vek druhého typu sa pohybuje

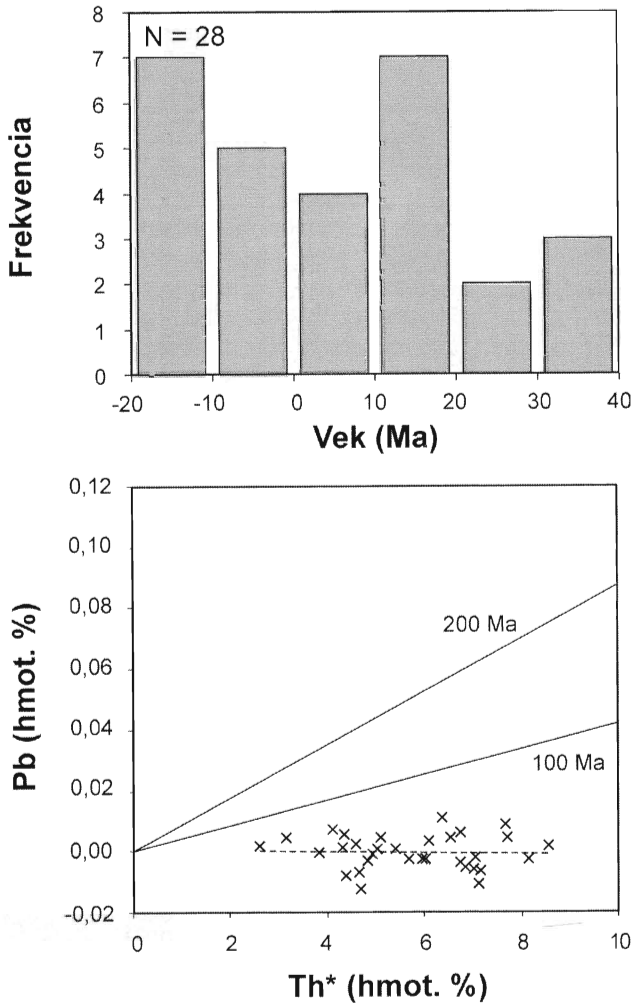
Tab. 2
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy. Parametre na výpočet modelového veku a vek monazitu zo syenitu (vzorka PI-12)
Representative electron microprobe analyses. Parameters for model age calculation and age of monazite from syenite (sample PI-12)

	PI-12/B	PI-12/B	PI-12/11	PI-12/B	PI-12/B	PI-12/A	PI-12/11
P_2O_5	25,12	25,08	25,49	25,21	25,32	26.31	25,74
SiO_2	2,46	2,55	2.12	2,49	2,46	1,58	1,94
ThO_2	9.00	9,52	6,96	9,15	9,15	5,73	6,73
UO_2	0,14	0,13	0,09	0,16	0,14	0,06	0,08
Y_2O_3	0,46	0,45	0,32	0,46	0,44	0,28	0,28
La_2O_3	14,80	14,57	17,01	14,58	14,69	17.29	17.34
Ce_2O_3	32,24	32,15	32,97	32,11	32,10	33,76	33,81
Pr_2O_3	3,10	3,06	2,96	2,97	3,09	3,08	2,94
Nd_2O_3	9.21	9,06	8,74	9,16	9,08	8,55	8,71
Sm_2O_3	0,82	0,82	0,66	0,80	0,93	0,63	0,69
Gd_2O_3	0.51	0,58	0,38	0,58	0,48	0,54	0,42
Tb_2O_3	0,05	0,01	0,02	0,07	0,01	0,09	0,03
Dy_2O_3	0,01	0,05	0,11	0,13	0,08	0,00	0,01
Ho_2O_3	0,28	0,29	0,51	0,62	0,48	0,50	0,44
Er_2O_3	0,09	0,00	0,00	0,12	0,00	0,02	0,00
Yb_2O_3	0,10	0,05	0,05	0,06	0,00	0,09	0,12
Lu_2O_3	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,18	0,17	0,20	0,19	0,18	0,15	0,16
PbO	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03
Σ	98,58	98,70	98,61	98,89	98,66	98,68	99,47
Počet katiónov na 16 O/Number of cations based on 16 oxygen atoms							
P	3,534	3,527	3,576	3,537	3,550	3,667	3,589
Si	0,408	0,424	0,351	0,413	0,408	0,261	0,320
Th	0,340	0,360	0,263	0,345	0,345	0,215	0,252
U	0,005	0,005	0,003	0,006	0,005	0,002	0,003
Y	0,041	0,040	0,028	0,040	0,039	0,024	0,025
La	0,907	0,893	1,040	0,891	0,898	1,050	1,053
Ce	1,962	1,955	2,001	1,948	1,947	2,035	2,039
Pr	0,188	0,185	0,178	0,179	0,186	0,185	0,177
Nd	0,547	0,537	0,517	0,542	0,537	0,503	0,512
Sm	0,047	0,047	0,038	0,045	0,053	0,036	0,039
Gd	0,032	0,036	0,024	0,036	0,030	0,033	0,026
Tb	0,003	0,000	0,001	0,004	0,001	0,005	0,001
Dy	0,001	0,003	0,006	0,007	0,004	0,000	0,001
Ho	0,015	0,016	0,027	0,033	0,025	0,026	0,023
Er	0,005	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001	0,000
Yb	0,005	0,002	0,003	0,003	0,000	0,004	0,006
Lu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,032	0,030	0,035	0,033	0,032	0,026	0,028
Pb	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Σ	8,073	8,068	8,092	8,069	8,061	8.074	8,095
huttonit	9,8	10,2	8,4	10,0	9,9	6,3	7,6
monazit	87,9	87,4	89,6	87,0	87,8	91,5	90,5
xenotím	2,3	2,4	2,0	3,0	2,3	2,2	1,9
Parametre na výpočet modelového veku/Parameters for model age calculation							
Th (hmot. %)	7,908	8,364	6,120	8,040	8,039	5,031	5,917
U (hmot. %)	0,063	0,051	0,035	0,083	0,066	0,016	0,024
Pb (hmot. %)	0,005	0,007	0,007	0,015	0,017	0,011	0,015
Pb (± 1σ)	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Vek/Age (Ma)	13 ± 13	17 ± 12	26 ± 17	41 ± 13	46 ± 13	49 ± 20	56 ± 17

v rámci presnosti merania, ktorá zodpovedá 9–15 miliónom rokov. Obidva druhy sa vyznačujú pomerne veľkým rozptylom obsahu Th a na korelačnom diagrame tvoria typické izochróny (obr. 5). Vo vzorke KP-31 sme paleozoický monazit nenašli a všetky analyzované zrná vo výbrusoch vykazujú priemerný štatistický vek blízky veku erupcie maarovej štruktúry To isté platí o metaluminóznom pincinite (KP-30), v ktorom sme analyzovali zrnká monazitu do 20 μm uzavreté väčšinou v intergranulárnej tavenine (obr 6).

V syenite PI-12 sme našli a analyzovali štyri monazitové zrná veľké od 200 do 500 μm. Korelačný diagram medzi obsahom Pb a Th je difúzny a netvorí typickú izochrónu (obr 7), čo interpretujeme ako dôsledok dlhšieho chladnutia alebo viacfázového vývoja. Na histograme vidno veľký vekový rozptyl, ale zreteľne sa črtá jeden vrchol pri 35 ± 10 miliónoch rokov. Histogramy veku jednotlivých zŕn majú podobný tvar ako sumárny diagram pre celú vzorku. Štatisticky významný počet vekových údajov prekrývajúcich sa s vekom maarovej štruktúry sme v syenite nezaznamenali.

Monazit zo všetkých študovaných vzoriek má nízky obsah huttonitovej, xenotímovej a brabantitovej zložky a v klasifikačnom diagrame spadá do poľa monazitu



Obr. 6. Histogram veku a izochróna monazitu v metaluminóznom pincinite (vzorka KP-30).

Fig. 6. Age histogram and isochron of monazite from peraluminous pincinite (sample KP-30).

(obr 8) Chemické zloženie jednotlivých druhov monazitu sa mierne odlišuje (tab. 1, tab. 2). Neskoromiocénny monazit v pincinite má obsah huttonitovej zložky od 2 do 7 mol. % a dva typy pincinitu sa mierne odlišujú len v obsahu brabantitovej zložky, ktorá má v metaluminóznom pincinite väčší rozptyl (0–7 mol. %) Variský monazit v peraluminóznom pincinite (HP-2) má v porovnaní s novo sa tvoriacim monazitom z tej istej vzorky významne vyšší obsah brabantitovej zložky, a to až do 10 mol. %, a nižší huttonitovej zložky (1,5–3 mol. %)

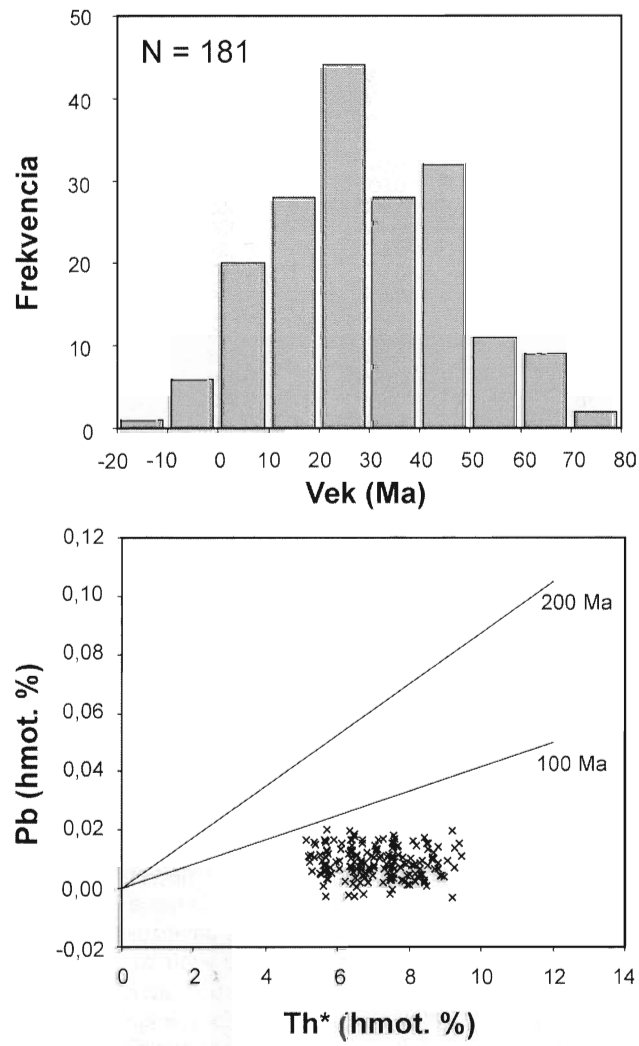
Monazit zo syenitu sa vyznačuje zanedbateľným obsahom brabantitovej molekuly. Obsah huttonitu je vyšší ako pri pincinitoch a pohybuje sa od 5,5 do 10 mol. %. Obsah xenotímovej zložky je porovnateľný s obsahom z monazitov z pincinitov (obr. 8, tab. 2).

Variský monazit má v porovnaní s ostatnými monazitmi zvýšený obsah Pr_2O_3, Nd_2O_3, $MREE_2O_3$ a je ochudobnený o La_2O_3 (obr 9) Novo sa tvoriace monazity v pincinitoch sa oproti variskému monazitu vyznačujú zvýšeným obsahom Y_2O_3 a $HREE_2O_3$, La_2O_3 a Ce_2O_3. Monazit zo syenitu má najnižší obsah $MREE_2O_3$, $HREE_2O_3$ a Y_2O_3.

Diskusia

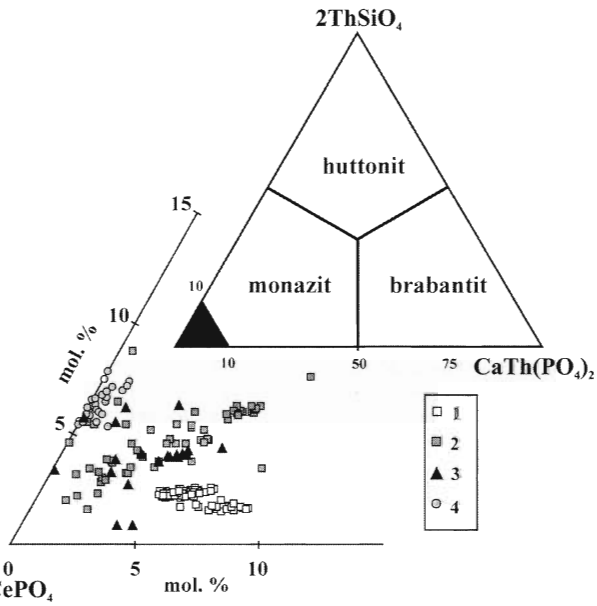
Peraluminózny pincinit okrem monazitu, ktorého vek sa kryje s vekom maarovej štruktúry, obsahuje aj variský monazit vzniknuvší na hranici vrchný devón až spodný karbón. Tento údaj interpretujeme ako vek kôrového materiálu, ktorého charnockitizáciou pincinit vznikol. Tento kôrový materiál musel obsahovať draselný živec a biotit, aby mohol vyprodukovať polymerizovanú taveninu pincinitového zloženia s nízkym obsahom vody, z ktorej pri chladnutí kryštalizujú najprv tektosilikáty (plagioklasy) so zložitejšou kryštálovou štruktúrou a neskôr oxidy (ilmenit) a Fe-Mg inosilikáty (ortopyroxén) s jednoduchšou štruktúrou.

Podľa výskytu restitového monazitu a publikovaných izotopových pomerov O a Sr (Huraiová et al., 2005) kryš-



Obr. 7. Histogram vekov a korelácia medzi Pb a Th v monazite zo syenitu (vzorka PI-12).

Fig. 7. Age histogram and covariation of Pb and Th in monazite from syenite (sample PI-12).



Obr. 8. Chemické zloženie monazitu v systéme $2CePO_4$ – $CaTh(PO_4)_2$ – $2ThSiO_4$ (Bowie a Horn, 1953). 1 – variský monazit z peraluminózneho pincinitu (vzorka HP-2), 2 – vrchnomiocénny monazit z peraluminózneho pincinitu (vzorky HP-2, KP-31), 3 – vrchnomiocénny monazit z metaluminózneho pincinitu (vzorka KP-30), 4 – eocénny monazit zo syenitu (vzorka PI-12). Pri výpočte koncových členov vynesených v klasifikačnom diagrame sme obsah ostatných REE prvkov a Y pridali k Ce a obsah U a Pb sme zahrnuli do brabantitovej zložky.

Fig. 8. Chemical composition of monazite in the $2CePO_4$ – $CaTh(PO_4)_2$ – $2ThSiO_4$ system (Bowie and Horn, 1953). 1 – Variscan monazite from peraluminous pincinite (sample HP-2), 2 – Late Miocene monazite from peraluminous pincinite (samples HP-2 and KP-31), 3 – Late Miocene monazite from metaluminous pincinite (sample KP-30), 4 – Eocene monazite from syenite (sample PI-12). For calculating end-member proportions, the contents of other REE and Y were added to Ce, and the contents of U and Pb are included within the brabantite molecule.

talinikum pod Lučenskou kotlinou v hĺbke ~20 km pravdepodobne zodpovedá variskému granodioritu, tonalitu alebo rule. Dehydratačným tavením biotitu pri nízkej aktivite vody a vysokej fugacite CO_2 – charnockitizáciou kôry – v okolí magmatického kozuba alkalického bazaltu vznikalo granulitové rezíduum s granátom a pincinitová tavenina zodpovedajúca anorogénnemu ortopyroxénovému granitu (charnockitu) až ortopyroxénovému tonalitu (enderbitu)

Prítomnosť variského monazitu v peraluminóznom pincinite indikuje, že musel prekonať prehriatie na teplotu 1170 ± 50 °C, ktorú sme vypočítali z termodynamickej rovnováhy intergranulárnej asociácie ortopyroxén – ilmenit – silikátová tavenina. Tento fakt je v súlade s experimentmi, ktoré potvrdili vysokú rezistenciu monazitu pri naložených metamorfných procesoch. Napr. Cherniak et al. (2004) zistili, že uzatváracia teplota difúzie Pb v tuhom stave v zrne monazitu veľkou 10 μm pri rýchlosti chladnutia 10 °C/milión rokov je vyše 900 °C za predpokladu, že monazit nebol rekryštalizovaný alebo inak zmenený pôsobením fluidnej fázy

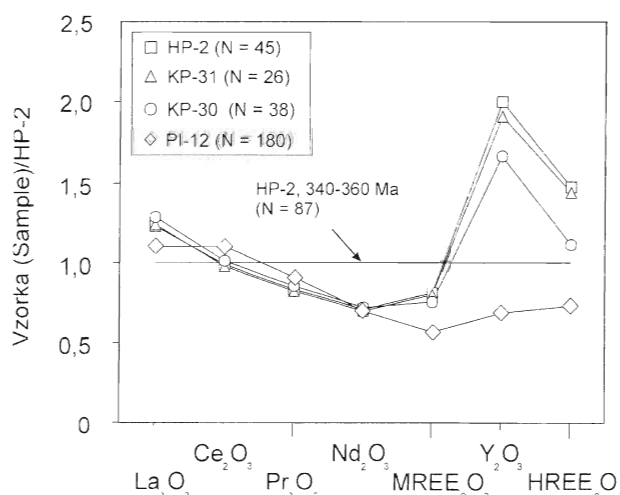
Mineralogické, geochemické a izotopové údaje poukazujú na to, že syenit z pincinskej maarovej štruktúry vznikol pokročilou frakčnou kryštalizáciou a diferenciáciou alkalického bazaltu (Hurai et al., 1998), a preto vek monazitu v týchto xenolitoch interpretujeme ako vek záverečnej fázy frakčnej kryštalizácie magmatického rezervoára. Prekvapujúce je, že monazit zo syenitu je starší ako novo sa tvoriaci monazit v peraluminóznom pincinite, ktorý kryštalizoval pri teplote asi o 200–300 °C vyššej. To signalizuje viacfázový vývoj bazaltového rezervoára pod Lučenskou kotlinou, ktorý sa v období tektonickej extenzie zrejme napĺňal viac ráz. Z datovania monazitu v syenite vyplýva, že časť magmatického rezervoára umiestnená v hĺbke 15–18 km vyprodukovala syenitovú reziduálnu taveninu už vo vrchnom eocéne, t. j. pred ~35 miliónmi rokov.

Záver

1 Metodika chemického U-Pb-Th datovania elektrónovým mikroanalyzátorom CAMECA SX-100 v ŠGÚDŠ pri dostatočnom obsahu Th a U umožňuje stanoviť vek terciérneho monazitu s presnosťou 10–15 miliónov rokov.

2. Štatistický U-Pb-Th vek novo sa tvoriaceho monazitu v xenolitoch sklovitého ortopyroxénového granodioritu tonalitu (pincinitu) sa prekrýva s vekom erupcie hostiteľskej maarovej štruktúry (~6 miliónov rokov), čo dokazuje, že pincinit predstavuje prudko ochladenú zmes silikátovej taveniny a tuhých minerálnych fáz.

3. Vek niektorých monazitov v peraluminóznom pincinite zodpovedá rozhraniu vrchného devónu a spodného karbónu. Tieto monazity interpretujeme ako relikty kremenno-živcovo-biotitového kôrového materiálu, z ktorého pincinit vznikol dehydratačným tavením v hĺbke



Obr. 9. Priemerný obsah vzácnych zemín (REE) v peraluminóznom (vzorka HP-2, KP-31), metaluminóznom (vzorka KP-30) pincinite a syenite (vzorka PI-12) normalizovaný na priemernú analýzu variského monazitu v peraluminóznom pincinite (vzorka HP-2, N = 87), ktorú reprezentuje horizontálna čiara. MREE = Σ Sm-Ho, HREE = Σ Er-Lu.

Fig. 9. Rare earth element (REE) contents of peraluminous (samples HP-2, KP-31), metaluminous (sample KP-30) pincinite and syenite (sample PI-12) normalized to average analysis of Variscan monazite from peraluminous pincinite (sample HP-2, N = 87) represented by horizontal line. MREE = Σ Sm-Ho, HREE = Σ Er-Lu.

~20 km pri nízkej aktivite vody a vysokej CO_2. Charnockitizáciu kôry a vznik pincinitovej taveniny vyvolal tepelný účinok a odplynovanie rezervoára bazaltovej magmy.

4. U-Pb-Th vek monazitu v syenite poukazuje na frakčnú kryštalizáciu bazaltového rezervoára pod Lučenskou kotlinou už pred 35 miliónmi rokov.

Poďakovanie. Práca bola financovaná z grantu VEGA 1/1029/04 a z projektu MŽP SR 12-01-9/100. Dr Igorovi Broskovi ďakujeme za cenné pripomienky a korektné posúdenie rukopisu.

Literatúra

Balogh, Kad., Miháliková, A. & Vass, D., 1981 Radiometric dating of basalts in southern and central Slovakia. *Západ Karpaty, Sér Geol., 7, 113–126.*

Bowie, S. H. U. & Horne, J. E. T., 1953: Cheralite, a new mineral of the monazite group. *Min. Mag., 30, 93–99.*

Cherniak, D. J., Watson, E. B., Grove, M. & Harrison, T M., 2004: Pb diffusion in monazite: A combined RBS/SIMS study. *Geochim. cosmochim. Acta, 68, 829–840.*

Embey-Isztin, A., Downes, H., Kempton, P D., Dobosi, G. & Thirlwall, M., 2003: Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary. Part 1: Mineral chemistry, thermobarometry and petrology. *Contr. Mineral. Petrology, 144, 652–670.*

Hurai, V., Simon, K., Wiechert, U., Hoefs, J., Konečný, P., Huraiová, M., Pironon, J. & Lipka, J., 1998: Immiscible separation of metalliferous Fe/Ti-oxide melts from fractionating alkali basalt: *P-T-*fO_2 conditions and two-liquid elemental partitioning. *Contr. Mineral. Petrology, 133, 12–29.*

Huraiová, M., 2000: Mineralógia, petrológia a genéza magmatických xenolitov v alkalických bazaltoch južného Slovenska. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 152.*

Huraiová, M., Dubessy, J., Konečný, P., Simon, K., Kráľ, J., Zielinski, G., Lipka, J. & Hurai, V., 2005: Glassy orthopyroxene granodiorites of the Pannonian Basin: Tracers of ultra-high-temperature deep-crustal anatexis triggered by Tertiary basaltic volcanism. *Contr. Mineral. Petrology, 148, 615–633.*

Huraiová, M., Konečný, P., Konečný, V., Simon, K. & Hurai, V., 1996: Mafic and salic igneous xenoliths in late Tertiary alkaline basalts: Fluid inclusion and mineralogical evidence for a deep-crustal magmatic reservoir in the Western Carpathians. *Eur. J. Miner., 8, 901–916.*

Konečný, P., Siman, P., Holický, I., Janák, M. & Kollárová, V., 2004. Metodika datovania monazitu pomocou elektrónového mikroanalyzátora. *Mineralia Slov., 3–4, 225–235.*

Konečný, V., Lexa, J., Balogh, Kad. & Konečný, P., 1995: Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia. Volcanic forms and time evolution. *Acta vulcanol., 7, 167–171.*

Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, Ch. & Provost, A., 1996: Electron microprobe dating of monazite. *Chem. Geol., 131, 37–53.*

Nagy, G., Draganits, E., Demény, A., Pantó, G. & Árkai, P., 2002: Genesis and transformations of monazite, florencite and rhabdophane during medium grade metamorphism: Examples from the Sopron Hills, Eastern Alps. *Chem. Geol., 191, 25–46.*

Vass, D. & Kraus, I., 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. *Mineralia Slov., 5, 435–440.*

Rukopis doručený 4. 10. 2005
Revidovaná verzia doručená 10. 1. 2006
Rukopis akceptovaný 21. 2. 2006

U-Pb-Th dating and chemical composition of monazite from syenite and pincinite xenoliths from the Late Miocene maar near Pinciná village (the Lučenec Basin)

Basaltic lapilli tuff of Upper Miocene (~6 Ma) maar near Pinciná village (Fig. 1) contains fragments of acidic and basic igneous rocks – pyroxenite and hornblendite cumulates, syenite, and glassy orthopyroxene granodiorite-tonalite named pincinite after the type locality (Fig. 2). The mafic cumulates and syenite have originated by differentiation and fractional crystallization of alkali basalt taking place within at least two deep-crustal reservoirs. Pincinite is partly solidified partial melt derived at high temperature (up to 1200 °C) and low water activity by dehydration melting of biotite from the gneissic crust around the basaltic reservoir (Fig. 3).

Several monazite types have been identified in syenite and pincinite xenoliths (Fig. 4) Two grains of green monazite (100–200 μm) from the peraluminous pincinite yielded a Late Devonian-Early Carboniferous (Variscan) U-Pb-Th age, whereas the age of newly formed monazite, 10–20 μm in size, dispersed in intergranular glass and rock-forming plagioclase are within a 15 Ma uncertainty limit of the electron microprobe dating (Fig. 5, Tab. 1). The U-Pb-Th age of monazite from the metaluminous pincinite is also within the uncertainty limit (Fig. 6, Tab. 1) Correlation diagram for Th and Pb concentrations in four grains (200–500 μm in size) of bright yellow monazite extracted from syenite exhibits a diffusive pattern (Fig. 7, Tab. 2) interpreted to reflect a polyphase development or longer cooling. However, histogram of the ages exhibit pronounced Gaussian probability distribution pattern with a peak value centered at ~35 Ma (Late Oligocene).

The studied monazites differ in terms of their chemical compositions. Variscan monazite is typical of low huttonite ($ThSiO_4$) and high brabantite ($CaThPO_4$) contents, while the opposite is true for the monazite from syenite, which contains only negligible brabantite concentrations. Other monazite types occupy intermediate position between two extremes, however, all microprobe analyses fall within the monazite field in the corresponding classification diagram (Fig. 8). Compared to the Variscan monazite of the peraluminous pincinite, the syenite monazite is depleted in yttrium and heavy rare earth elements and the other pincinite monazites are significantly enriched in these elements (Fig 9).

The Variscan monazites of the peraluminous pincinites are interpreted as restitic minerals of the partially molten crust in the depth of around 20 km. The Late Eocene age of monazite from syenite as well as the <15 Ma age of the newly formed pincinite monazite, overlapping the age of the maar, indicates at least 30 Ma long history of the basaltic reservoirs beneath the Lučenec Basin, which may have been tapped several times during the periods of tectonic extension.

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 151–158

Chlórargyrit, atacamit, brochantit a linarit z laténskych artefaktov z Bratislavy

DANIEL OZDÍN[1] a MILOŠ GREGOR[2]

[1]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; ozdin@fns.uniba.sk
[2]Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; geolgregor@yahoo.com

Chlorargyrite, atacamite, brochantite and linarite from the Latenian artefacts from Bratislava, Slovakia

During archeological research of Latenian settlement on two localities in the city of Bratislava a great number of Celtic crucible and dosing plates were found, being used for manufacturing of coins and copper or bronze articles, respectively. In these Celtic artefacts the secondary minerals were found as chlorargyrite, atacamite, brochantite and linarite which refer to the composition of primordial smelting ore. Moreover, probably primary barite was identified together with the brochantite and linarite. Minerals with chlorine decribed from these artefacts originated during Middle Age when sewage water and plonk enriched by chlorine flowed through the Latenian horizon. Atacamite crystallized from strongly acid water and brochantite from slightly acid water, respectively. Based on local climatic conditions and anthropogenic factors, estimated temperature during origin of these minerals is in the range 5–15 °C.

Key words: chlorargyrite, atacamite, brochantite, linarite, barite, Latenian, Celtic culture, melting-pot, Bratislava, Slovakia

Úvod

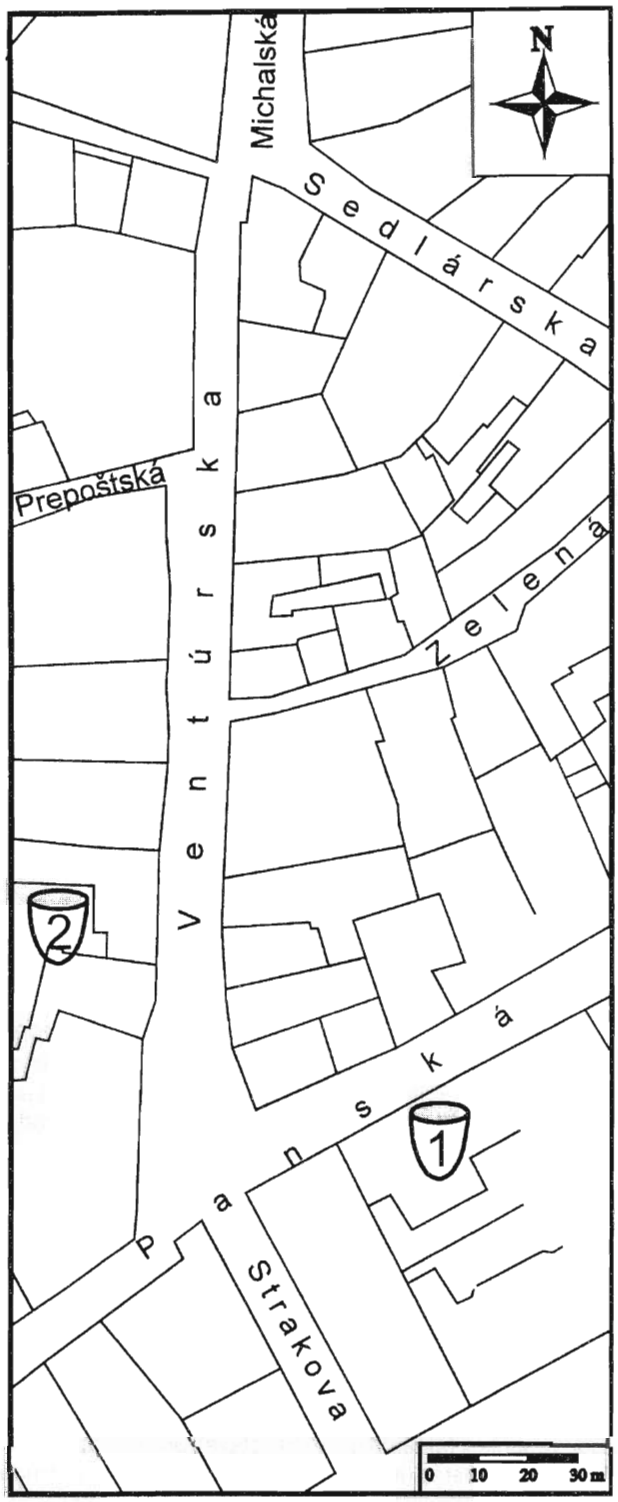
Sekundárne minerály sa v prírode vyskytujú v geologickom alebo v antropogénnom prostredí. V geologickom sú to najmä minerály vznikajúce v oxidačných zónach rudných ložísk a patrí medzi ne napr. pyromorfit, vanadinit, ceruzit, anglesit, malachit, pseudomalachit, antlerit a mnohé iné, a to najmä zo skupiny fosfátov, sulfátov a karbonátov. Zriedkavejším geologickým prostredím s výskytom sekundárnych minerálov sú jaskyne (kalcit, aragonit, ľad, brushit, apatit atď.) a sedimenty (vivianit, sadrovec). V antropogénnom prostredí, ako sú napr. staré banské diela (štôlne, šachty, haldy), fasády a strechy budov, pohrebiská a pod., je väčšinou hojný sadrovec, meď, aragonit, epsomit, brushit a pod. Viaceré sekundárne minerály sa našli v antických amforách, na troskách po tavení rudy alebo na starých železných či bronzových predmetoch a minciach. Historicky svetoznámou je lokalita Laurion v Grécku, odkiaľ sa prvýkrát na svete opísali viaceré minerály práve na pozostatkoch po tavení rudy. Išlo najmä o sekundárne minerály Pb, Cu, Sb a As s chlórom – fiedlerit $Pb_3Cl_4F(OH)_2 \cdot H_2O$ (Rath, 1887, in Merlino et al., 1994), georgiadesit $Pb_{16}(AsO_4)_4Cl_{14}O_2(OH)_2$ (Lacroix a de Schulten, 1907, in Rouse a Dunn, 1983), laurionit PbCl(OH) (Köchlin, 1887, in Merlino et al., 1993), mammothit (Peacor et al., 1985), paralaurionit PbCl(OH) (Smith, 1899, in Merlino et al., 1993), nealit $Pb_4Fe^{2+}(AsO_3)_2Cl_4 \cdot 2H_2O$ (Dunn a Rouse, 1980), penfieldit (Genth, 1892) a thorikosit $Pb_3(Sb^{3+},As^{3+})O_3(OH)Cl_2$ (Dunn a Rouse, 1985).

Minerály opísané v tomto príspevku sú vo vyše 2000 rokov starých keltských téglikoch, v ktorých sa tavili rozličné kovy. Na Slovensku sa podrobný mineralogický výskum podobných artefaktov ešte nerobil, preto má táto štúdia ambíciu poukázať na výnimočnosť takéhoto výskumu.

Metodika

Vzorky na výskum sa získali separáciou sekundárnych minerálov separačnou ihlou z keltských téglikov a dávkovacích platničiek.

Na rtg. difrakčnú práškovú analýzu bol pripravený orientovaný a neorientovaný práškový preparát. Analýza sa urobila na difraktometri DRON-3 (Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave) pri použití Co Kα žiarenia, Fe filtra, urýchľovacieho napätia 30 kV a prúdu 15 mA. Krok zaznamenávania intenzít bol 0,1° 2Θ/s. Z nameraných medzirovinných vzdialeností sa vypočítali mriežkové parametre programom UNITCELL (Holland a Redfern, 1997). Na porovnanie medzirovinných vzdialeností (d) a intenzít (I) brochantitu, ktoré sme namerali, sa na základe atómových pozícií prvkov publikovanými Merlinom et al. (2003) vypočítal práškový záznam softvérom PCW (Kraus a Nolze, 1996).



Obr. 1. Situačný náčrt miest výskytu sekundárnych minerálov v centre Bratislavy (Polla a Vallašek, eds., 1991, upravené). 1 – Panská ul. č. 19–21 (Pálfiho palác – chlórargyrit), 2 – Ventúrska ul. č. 3 (Academia Istropolitana – atacamit, brochantit).

Fig. 1. Situation sketch of secondary mineral occurrences in the centre of Bratislava (after Polla and Vallašek, eds., 1991; adapted). 1 – Panská st. No. 19–21 (Pálfiho palác palace – chlorargyrite), 2 – Ventúrska st. No 3 (Academia Istropolitana – atacamite, brochantite).

Energiovo-disperzné spektrum chlórargyritu bolo zhotovené na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX100 (ŠGÚDŠ v Bratislave). Čas načítavania bol 100 s.

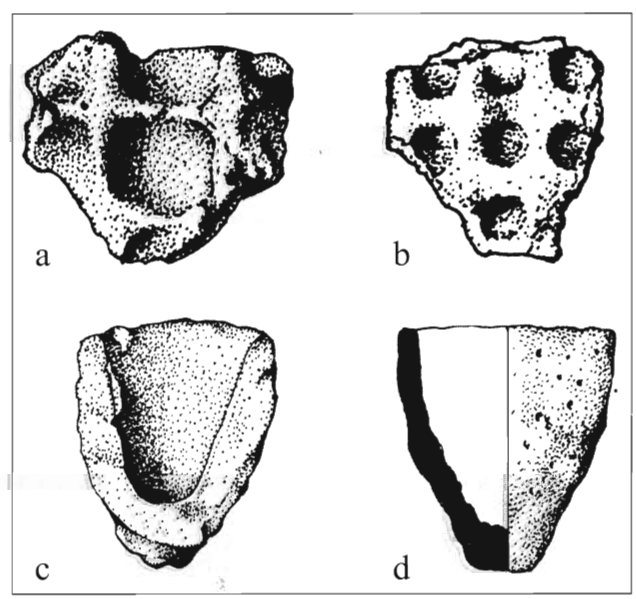
Mikrofotografie chlórargyritu sa získali metódou spätne odrazených elektrónov na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX100 (ŠGÚDŠ v Bratislave) pri urýchľovacom napätí 25 kV a prúde 1 nA alebo 500 pA. Mikrofotografie brochantitu sa urobili riadkovacím elektrónovým mikroskopom JEOL JXA 840A (centrálne laboratórium elektrónovo-optických metód Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave) a JEOL JSM 840 (ŠGÚDŠ Bratislava) pri urýchľovacom napätí 10 kV, prúde 5 nA resp. 25 kV a 1 nA.

Výsledky

Mineralogický rozbor sme robili na dvoch lokalitách v Bratislave (obr 1) Kovolejárske tégliky s obsahom sekundárnych minerálov Cu pochádzali z Ventúrskej ul. č. 3 (bývalá Academia Istropolitana, dnes Vysoká škola múzických umení v Bratislave), kde sa našli pri záchrannom výskume Mestského ústavu ochrany pamiatok v Bratislave v roku 2001. Vzorky pochádzajú zo stredovekej žumpy zahĺbenej do horizontu s laténskymi artefaktmi.

Ďalšie vzorky sú z Panskej ulice č. 19–21 (Pálfiho palác), kde sa pri archeologickom výskume našlo 223 zlomkov a celých kovolejárskych téglikov na tavenie kovov veľkých do 5 cm (Štefanovičová, ed., 1993, obr 2) Tégliky a dávkovacie platničky sú z laténskej odpadovej jamy, v ktorej sa vo vrchnej časti našli dve ľudské kostry neznámeho veku (Z. Farkaš, 2005 – ústna informácia).

Atacamit $Cu^{2+}{}_2Cl(OH)_3$ sa našiel iba v téglikoch z Ventúrskej ul. a tvorí zelené idiomorfné najviac 45 μm dlhé



Obr. 2. Zlomky laténskych dávkovacích platničiek (a, b) a téglikov (c, d) z Panskej ul. č. 19–21 (Štefanovičová, ed., 1993). Veľkosť téglikov 4–5 cm.

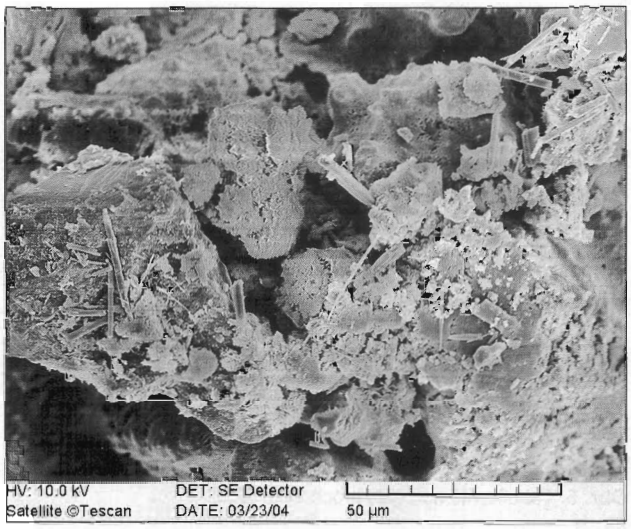
Fig. 2. Fragment of Latenian dosing plates (a, b) and crucible (c, d) from Panská st. No. 19–21 (Štefanovičová, ed., 1993). Size of crucible 4–5 cm.

Tab. 1
Rtg. difrakčný záznam atacamitu z Bratislavy
X-ray pattern of atacamite from Bratislava

počítaný rtg. záznam			TG-1		TG-1/2	
d calc.	I calc.	hkl	d	I	d	I
5,485	100	011	5,4758	100	5,4798	15,4
5,030	70	101	5,0262	90,7	5,0499	16,4
4,560	2	002	–	–	–	–
4,057	6	111	4,0587	46,8	–	–
3,637	1	102	–	–	–	–
3,433	4	020	–	–	3,4218	12,7
3,214	5	112	–	–	–	–
3,015	2	200	3,0168	14,3	2,9995	5,2
2,835	63	121	2,8330	47,3	2,8345	11,6
2,780	52	013	–	–	2,7824	10.4
2,761	33	210	2,7688	44,6	–	-
2,742	14	022	–	–	–	–
2,715	9	103	–	–	–	–
2,642	9	211	2,6343	18,5	–	–
2,524	1	113	–	–	–	–
2,515	18	202	2,5130	22,1	2,5192	6,3
2,496	2	122	–	–	–	–
2,362	0	212	2,3523	11,2	–	–
2,280	38	004	–	–	2,2797	8,4
2,265	53	220	2,2660	35,9	–	–
2,220	1	031	–	–	–	–
2,198	11	221	–	–	–	–
2,141	6	203	–	–	–	–
2,133	4	104	–	–	–	–
2,129	11	123	2,1284	16,6	2,1285	7,8
2,083	1	131	–	–	–	–
2,044	9	213	–	–	–	–
2,037	1	114	2,0369	12,0	–	–
2,029	1	222	–	–	–	–
1,963	12	301	1,9668	16,6	–	–
1,937	0	132	–	–	–	–
1,899	0	024	1,8991	12,1	–	–
1,887	0	311	–	–	–	–
1,839	0	302	–	–	–	–
1,828	7	033	–	–	–	–
1,823	15	230	–	–	–	–
1,819	1	204	–	–	–	–
1,816	17	223	1,8138	19,1	–	-
1,812	2	124	-	–	–	–
1,787	9	231	–	-	-	–
1,777	1	312	–	–	-	–
1,763	1	015	-	–	–	–
1,758	7	214	–	–	–	–
1,746	10	105	-	-	-	-
1,716	16	040	1,7144	15,0	–	–

Vzorka TG-1 – neorientovaný preparát (not oriented sample)
Vzorka TG-1/2 – orientovaný preparát (oriented sample)

a 2 µm hrubé dlhoprizmatické kryštály. Vyskytuje sa samostatne a bez akýchkoľvek iných sekundárnych minerálov alebo baritu (jeho práškový difrakčný záznam je v tab. 1). Namerané medzirovinné vzdialenosti (d) sa porovnali s vypočítanými z kryštálovej štruktúry atacamitu podľa Parisa a Hyda (1986). Z práškového záznamu vyrátané mriežkové parametre sa zhodujú s publikovanými (tab. 2). Atacamit sa vo vzorke identifikoval aj riadkovacím elektrónovým mikroskopom. Vyskytuje sa v podobe charakteristických prizmatických kryštálov (obr. 3).

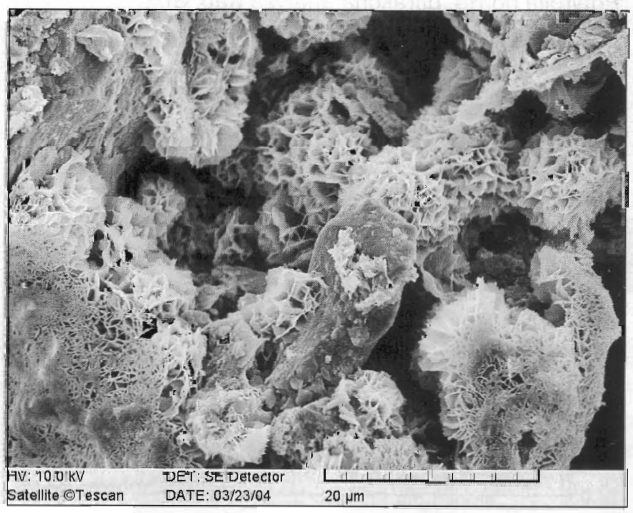


Obr. 3. Ihlicovité kryštály atacamitu na povrchu vnútornej časti téglika (SEI).

Fig. 3. Neddle-shapes of atacamite crystal on surface of internal part of crucible (SE image).

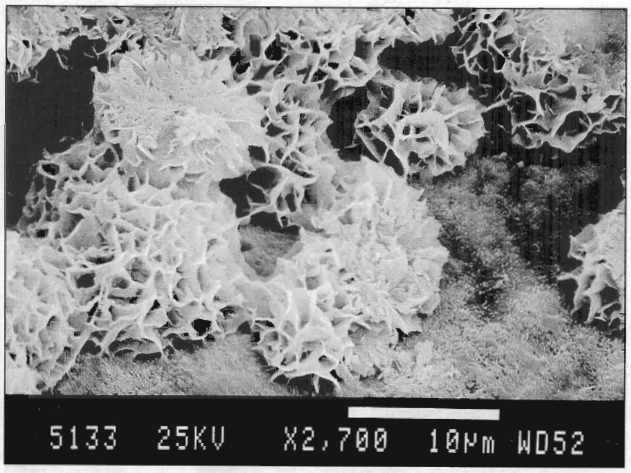
Tab. 2
Mriežkové parametre atacamitu z Bratislavy
Cell parameters of atacamite from Bratislava

Mriež. par	Bratislava	Gelnica	Mina Resvaloza
a	6,032 (5)	6,0309 (4)	6,010
b	6,858 (7)	6,8689 (5)	6,840
c	9 114 (11)	9 1208 (5)	9 130
V	376.95 (5)	377 84 (3)	375.3
citácia	táto práca	Sejkora et al. (2001)	Wells (1949)



Obr. 4. Agregáty brochantitu zložené z tabuľkovitých kryštálov (SEI).

Fig. 4. Aggregates of brochantite composed from flattened crystals (SE image).

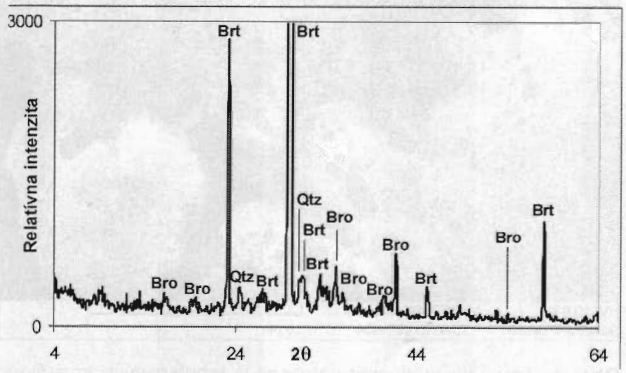


Obr. 5. Tabuľkovité agregáty brochantitu (SEI).
Fig. 5. Flattened aggregates of brochantite (SE images).

Brochantit $Cu^{2+}_4(SO_4)(OH)_6$ tvorí sýtozelené práškové a zemité agregáty v téglikoch z Ventúrskej ulice. Mikroskopicky najviac 13 µm veľké agregáty sa skladajú z navzájom sa prerastajúcich lístočkovitých resp. tabuľkovitých kryštálov (obr. 4 a 5). Brochantit kryštalizuje na barite, zriedkavejšie vystupuje spolu s linaritom a pravdepodobne s klastickým kremeňom. Identifikoval sa rtg. difrakčnou práškovou analýzou (tab. 3). Jeho medzirovinné vzdialenosti sa porovnávali s vypočítaným záznamom podľa Merlina et al. (2003). Pre nedostatočný počet difrakčných maxím a ich čiastočné prekrývanie sa s baritom (obr. 6) sa mriežkové parametre brochantitu nedali presne vypočítať.

Linarit $PbCu^{2+}(SO_4)(OH)_2$ sa vyskytuje v podobe modrého veľmi tenkého krustálneho povlaku na brochantite v téglikoch z Ventúrskej ulice. S atacamitom sa – podobne ako primárny barit a brochantit – nevyskytuje. Potvrdila ho rtg. difrakčná analýza (tab. 3).

Chlórargyrit AgCl tvorí maximálne 40 µm veľké agregáty zložené z najviac 15 µm veľkých kryštálov. Našiel sa v téglikoch aj v dávkovacích platničkách a tvorí v nich sivé, typické kubické kryštály (obr. 7 a 8). Najčastejšie sú kvádre, zriedkavejšie kocky. Okrem základných šiestich plôch hexaédra (100) sa len málokedy vyvinuli aj ďalšie plochy resp. spojky ako napr. (110) a pod. Kryštály chlór-



Obr. 6. Rtg. záznam brochantitu (Bro) a baritu (Brt).
Fig. 6. X-ray file of brochantite (Bro) and barite (Brt).

Tab. 3
Rtg. difrakčný záznam brochantitu z Bratislavy
X-ray pattern of brochantite from Bratislava

teor. rtg. záznam			Bratislava	
d calc	I calc.	hkl	d	I
7,800	8	110	–	–
6,380	40	200	6,384	3,4
5,890	4	001	–	–
5,360	40	-210	5,36	3,0
5,150	6	011	–	–
5,050	4		–	–
4,930	6	020	–	–
			4,44 brt	17,4*
			4,215	4,4
3,900	85	220	3,906	3,6
			3,445 brt	100
			3,122 lin	8,0
			3,302 brt	12,4
3,220	2	-320	–	–
3,190	40	400	–	–
			3,082 brt	5,7
			2,947 lin	3,0
2,923	20	-230	2,910	3,3
2,886	2	031	–	–
2,813	4	-112	–	–
2,678	50	-450	–	–
2,628	8	-212	–	–
2,601	18	-330	2,590	4,6
2,521	100	-122	2,514	8,6
2,466	10	040	–	–
2,460	14	-302	–	–
2,421	4	140	–	–
2,386	14	312	–	–
			2,330 lin	6,2
			2,322 brt	5,8
2,300	8	240	–	–
2,282	<1	041	2,285	3,4
2,266	14	-520	–	–
			2,235 lin	2,8
2,207	4	322	–	–
			2,170 lin	5,8
2,020	2	-322	2,015	3,8
2,190	14	402	–	–
2,140	10	431	–	–
2,127	2	600	–	–
2,099	2	-232	–	–
2,079	8	610	–	–
2,016	8	-530	–	–
2,002	2	422	–	–
1,969	8	332	1,970	2,6
1,949	6	150	–	–
1,909	4	042	–	–
1,885	4	250	–	–
			1,857 brt	10,9
			1,723 brt	4,9
			1,684 brt	3,4*
			1,561 lin	6,6

brt – barit, lin – linarit
* koincidencia baritu a linaritu/* coincidence of barite and linarite

argyritu niekedy tvoria nedokonalé kostrovité kryštály (obr 8), ale často rozličné zrasty, napr. paralelné. Chlórargyrit sa identifikoval aj na základe energiovo-disperzného spektra (EDS, obr. 9). Okrem Cl a Ag sa v ňom iný prvok neidentifikoval.

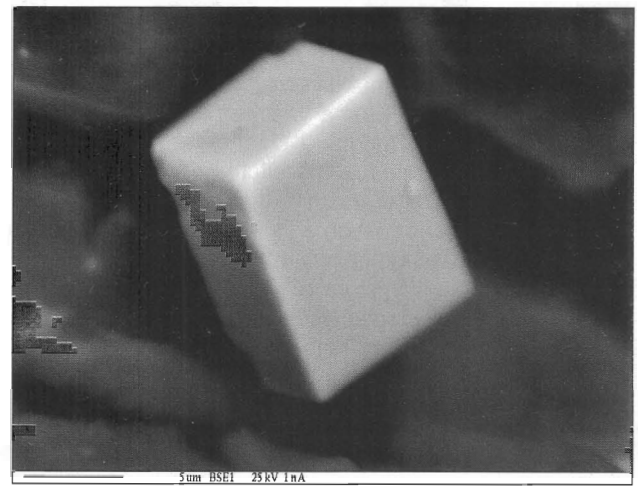
Z ďalších minerálov sme z budovy bývalej Academie Istropolitany identifikovali barit (rtg. prášková analýza, tab. 3 a EDS). Našiel sa v zlomku téglika vo vrstvičke so zelenými sekundárnymi minerálmi, kde sa identifikoval aj brochantit a linarit a vo veľmi malom množstve aj kremeň s charakteristickými medzirovinnými vzdialenosťami (d) 0,426 a 0,334 nm. V téglikoch a v dávkovacích platničkách z Panskej ulice sa pomocou energiovo-disperzného spektra okrem chlórargyritu zistilo Au, bližšie neurčené sekundárne minerály Cu, ako aj produkty resp. minerály (?)Pb, Sn a Cu-Sn zliatin (bronz).

Diskusia

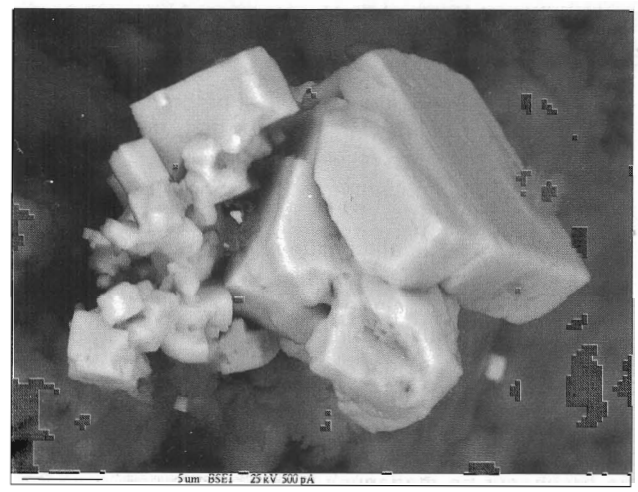
Napriek tomu, že chlórargyrit je v rozličných striebornych artefaktoch z archeologických nálezísk hojne zastúpeným minerálom, záznamy o jeho výskyte v literatúre takmer chýbajú. Príčinou býva to, že sa všetky strieborné artefakty prakticky hneď po nájdení mechanicky a niekedy aj chemicky čistia, čím sa sekundárne minerály ničia alebo odstraňujú. Platí to aj o ostatných sekundárnych mineráloch, najmä o Cu a Pb. Tak sa stráca primárna, ale aj sekundárna mineralogická informácia o zložení artefaktu, pri téglikoch a dávkovacích platničkách a pod. o kove resp. zliatine, ktorá sa v nich tavila alebo odlievala.

Rýdze Ag sa na rozdiel od rýdzeho Au v téglikoch nenašlo, pretože na vzduchu veľmi ľahko zvetráva a reaguje najmä s iónmi Cl za vzniku chlórargyritu. Stabilita Au je naopak veľmi vysoká a z prírody doteraz nie je známy ani jeden sekundárny minerál Au.

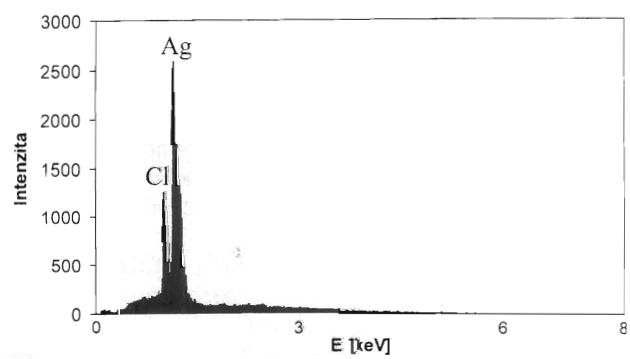
Genéza atacamitu v neskorolaténskych artefaktoch z Bratislavy je pomerne jednoduchá, pretože zdrojom Cu bola Cu tavená a zachytená v dutinkách téglikov a zdrojom Cl splašková voda zo stredovekej žumpy situovanej v horizonte s laténskymi artefaktmi. Atacamit tu vznikal pri terestrických podmienkach bez vplyvu podzemnej vody alebo Dunaja. Väčšina jeho lokalít sa vo svete spája s aridným prostredím pri pôsobení morskej vody alebo vody zo soľných jazier, napr. na lokalite Copiapó, Ramosa a Collohurasi v Chile (Bernard a Rost, eds., 1992; Ďuďa et al., 1990), v Namíbii v bani Gorob (Bürg, 1942), v Bisbee v Arizone (USA; Anthony et al., 1995) či Broken Hill a Burra Burra v Austrálii (Hochleitner a Weiss, 2002). V podobnom prostredí vzniká aj s inými sekundárnymi minerálmi Cu s Cl, napr. s boléitom $Pb_{26}Ag_9Cu_{24}Cl_{62}(OH)_{48}\cdot 3H_2O$ na lokalite Boléo v Mexiku (Ďuďa et al., 1990). Vzniká aj v miernom podnebí a jeho výskyty sú známe z Cornwallu a Cumberlandu vo Veľkej Británii (Kingsbury a Hartley, 1957; Elton a Hooper, 1995), Abtenau v okolí Salzburgu v Rakúsku (Strasser, 1989), pri meste Zwickau v Nemecku (Witzke, 1996), na Urale v Rusku (Hochleitner a Weiss, 2002) a inde. Prírodným zdrojom atacamitu sú aj tzv. čierni fajčiari *(black smokers)* na dne oceánov, kde je bohatý prínos hydrotermálnych roztokov, napr. v Atlantickom



Obr. 7. Idiomorfný kubický kryštál chlórargyritu (BSE).
Fig. 7. Euhedral cubic crystal of chlorargyrite (BSE image).



Obr. 8. Kryštalický agregát chlórargyritu zložený z čiatočne kostrovitých kryštálov (BSE).
Fig. 8. Crystalline aggregate of chlorargyrite composed from partially skeletal crystals (BSE image).



Obr. 9. Energiovo-disperzné spektrum chlórargyritu.
Fig. 9. Energy-dispersion spectrum of chlorargyrite.

alebo Tichom oceáne (Hannington, 1993; Hochleitner a Weiss, 2002; Bernard a Rost, eds., 1992). Známe sú výskyty späté s činnými vulkánmi, v ktorých je produktom fumarol, napr. na Etne a Vezuve v Taliansku (Carati, 1982; Preite, 1994; Ragone a Ottone, 1997). Ojedinelý je výskyt atacamitu najmä so sulfátmi na stanici Syowa na ostrove East Ongul v Antarktíde (www.mindat.org). Z uvedených genetických výskytov vychodí, že sa atacamit často vyskytuje na lokalitách s významným vplyvom morskej vody, ktorá vo zvýšenej miere obsahuje Cl a má veľmi široký teplotný interval vzniku.

Genéze atacamitu a jemu chemicky alebo kryštalograficky podobným fázam sa venovalo viac prác. Sharkey a Lewin (1971) zistili, že vzájomný pomer (koncentrácia) $CuCl_2$ a NaCl je rozhodujúci pri tom, ktorá fáza $Cu_2Cl(OH)_3$ vykryštalizuje. Podľa nich pri reakcii Cu a NaCl vzniká paratacamit, ale pridaním NaCl do $CuCl_2$ v istom pomere vzniká atacamit (medzi 0,1 až 1 M Cl^-) a neskôr pri pridaní väčšieho množstva NaCl opäť paratacamit. Podľa Woodsa a Garrelsa (1986) paratacamit vzniká skôr v kyslejších, kým atacamit v zásaditejších podmienkach. Pri acidných podmienkach môže generovať, ale dôležitým indikátorom pH môže byť minerálna asociácia. Príkladom môže byť atacamit v asociácii s chalkonatronitom $Na_2Cu^{2+}(CO_3)_2 \cdot 3H_2O$, ktorý sa našiel na bronzových soškách v Egypte (Frondel a Gettens, 1955; Scott a Dodd, 2002). Podľa Williamsa (1990) však atacamit na svoj vznik potrebuje vyššiu koncentráciu Cl aniónov a väčšinou aj veľmi nízke pH (0–3).

Výskyt asociácie atacamitu s brochantitom v artefaktoch z Bratislavy nie je ojedinelý a má dôležitý význam pri genéze. Táto asociácia je známa aj z antických trosiek z Lavrionu v Grécku (Gelaude et al., 1996), z lokality Baratti v Toskánsku (Franzini, 1992) a Palenzony pri Janove v Taliansku (Palenzona et al., 1996), kde bol prínos Cl z morskej vody. Zo starých háld v Gelnici ju opísal Sejkora et al. (2001). Martens et al. (2003) a Frost (2003) zistili, že brochantit na medených alebo bronzových predmetoch vzniká pri pH 4–6 a vo vlhkom prostredí sa mení na langit alebo posnjakit od závislosti na pH a koncentrácie sulfátov. Podobnú asociáciu brochantitu, langitu a posnjakitu vo vlhkom prostredí možno pozorovať aj v súčasnosti na povrchu medených háld v Ľubietovej a na ložisku Staré Hory-Richtárová, a preto neprítomnosť langitu a posnjakitu v asociácii s brochantitom poukazuje na pomerne suché prostredie, v ktorom kryštalizovali sekundárne minerály v téglikoch. Skôr možno predpokladať kryštalizáciu sekundárnych minerálov najmä v závislosti od pH a chemického zloženia roztokov. Genéza atacamitu z Bratislavy je výnimočná v tom, že tam atacamit vznikol v pomerne suchom prostredí s prispením kyslých roztokov vzniknuvších z rozkladajúcich sa biologických produktov stredovekej žumpy.

Výnimočný je výskyt baritu. Záznamy o ťažbe primárneho baritu a jeho spracúvaní zo železnej doby, ale ani z archeologického, montanistického či z historického výskumu nie sú. Ako minerál bol objavený až v prvej polovici 17. stor. v Taliansku (Tuček a Tvrz, 1982) a vedecky ho opísal až Karsten v roku 1800 (Herčko, 1984). Ale už v starších historických dobách (najmenej od eneolitu) sa s ním baníci museli stretávať pri ťažbe Cu rudy, lebo – ako indikujú artefakty z jaskyne Deravá skala pri Plaveckom Mikuláši (Farkaš a Ozdín, 2005) – už v najmladšej kamennej dobe (medenej, ~ 3500 rokov pred n. l.) – sa Cu získavala aj z primárnych minerálov – tetraedritu a chalkopyritu, a tak sa barit spolu s Cu rudou mohol pri tavbe dostať do dutiniek a pórov v téglikoch. Dôkazom o tavení primárnej Cu rudy z baritových žíl je aj prítomnosť linaritu. Linarit obsahuje Pb pochádzajúce z najbežnejšie sa vyskytujúceho sulfidu Pb – galenitu. Galenit je zároveň jeden z najhojnejších sulfidov na baritových žilách nielen u nás, ale aj v inde v mladých (alpínskych) pásmových pohoriach Európy a severnej časti Afriky

Geneticky môže byť barit v téglikoch primárny alebo sekundárny. Sekundárny pôvod naznačuje jeho výskyt v asociácii s ďalšími sekundárnymi minerálmi, ako aj teoretická možnosť, pri ktorej pôvodne primárny barit ako nežiaducu prímes v Cu rude mohla neskôr v téglikoch rozpúšťať kyslá splašková voda a pri zmene pH potom precipitoval ako sekundárny barit. Na pravdepodobnejšiu možnosť primárneho charakteru baritu z téglikov poukazujú nasledujúce fakty:

– Barit je celistvý a jeho kryštalické tvary sme nezistili ani v rastrovacom elektrónovom mikroskope. Sekundárny barit tvorí kryštály takmer vždy.

– Barit sa vyskytuje vždy na báze vrstvy so sekundárnymi minerálmi a je súčasťou povrchovej vrstvy vnútornej časti téglikov. Všetky sekundárne minerály Cu kryštalizovali až po ňom. Prírodný sekundárny barit navyše v asociácii sekundárnych minerálov v oxidačných zónach hydrotermálnych ložísk nebýva najstarší, ale naopak najmladší (Ozdín, nepubl.).

– Primárny barit sa pri tavbe v téglikoch neroztavil, ale zostal na ich dne v póroch, lebo teplota jeho tavenia je 1580 °C (www.reade.com). Najnovší výskum Gregora (v tlači) poukazuje na to, že maximálna teplota pri tavení Cu rudy v téglikoch bola okolo 1000 až 1100 °C. Gregorove výsledky (v tlači) presvedčivo podporujú údaje o uvádzanej teplote tavenia chalkopyritu (1090 °C) resp. Cu (1083 °C) (www.reade.com).

Samostatné vystupovanie atacamitu a asociácia barit – brochantit – linarit môže poukazovať na pH roztokov, z ktorých minerály v téglikoch kryštalizovali. Atacamit pravdepodobne vznikol z veľmi kyslých roztokov pri pH ~ 0–3 (Williams, 1990), pri ktorom sa uplatnila aktivita Cl^- iónov najmä vďaka absencii $(SO_4)^{2-}$ iónov, pretože barit nebol prítomný. Roztoky atakujúce barit, z ktorého sa uvoľňovali $(SO_4)^{2-}$ ióny, museli mať pH pravdepodobne > 5, pretože barit vzniká pri pH 4–9,6 (www.reade.com) a brochantit pri pH 4–6 (Martens et al., 2003; Frost, 2003).

Keďže ide o sekundárne minerály a hĺbku uloženia prvých niekoľko metrov pod povrchom domov v centre mesta, minerály mohli vznikať iba pri malom teplotnom rozpätí. Podľa predbežného odhadu teplota v hĺbke 2–4 m pod povrchom v zastavanej časti centra Bratislavy môže varírovať približne od 5 do 15 °C (B. Juráni, ústna informácia), a tak aj sekundárne minerály kryštalizovali v tomto teplotnom intervale.

Odhadujeme, že sekundárne minerály vznikali desiatky až stovky rokov. Tégliky a dávkovacie platničky sa využívali pri razení mincí (v prípade Panskej ulice), v bratislavskej mincovni v rokoch 70–58 pred n. l. (Ondrouch in Štefanovičová, ed., 1993) a svojmu účelu prestali slúžiť niekedy medzi rokmi 55 až 44 pred n. l., keď bratislavské opidum keltského kmeňa Bójov zničili Dákovia (Štefanovičová, ed., 1993). Na skúmaných lokalitách niekoľko storočí neboli nijaké stavby ani osídlenie. Najnovšia zástavba Panskej ulice je až z 13.–14. stor. a na Ventúrskej ulici č. 3 je osídlenie známe najneskôr od 1. polovice 10. stor. (slovanské osídlenie) a odpadová jama bezprostredne súvisiaca s nálezom téglikov (je v ich nadloží) je datovaná pred 13. stor. (Polla a Vallašek, eds., 1991). Obidve lokality majú rovnaký čas uloženia téglikov v pôdnom horizonte, ako aj okolnosti vplývajúce na vznik sekundárnych minerálov (situovanie téglikov blízko odpadových jám so splaškovou vodou). A keďže sa jamy využívali niekoľko 10 až niekoľko prvých 100 rokov, aj vznik minerálov predpokladáme v tomto intervale.

Záver

V keltských téglikoch a dávkovacích platničkách z Bratislavy približne z polovice 1. stor. pred n. l. sa identifikovali sekundárne minerály poukazujúce na pôvodný kov, ktorý sa v nich spracúval. V téglikoch z Ventúrskej ul. č. 3 (Academia Istropolitana) sa našiel atacamit, brochantit a linarit, ktoré poukazujú na tavenie Cu rudy a výrobu medených a/alebo bronzových výrobkov. V dávkovacích platničkách a téglikoch z Panskej ul. č. 19–21 (Pálfiho palác) sme našli častý chlórargyrit, ale zriedkavo aj zlato, čo signalizuje tvorbu zlatých, a najmä strieborných mincí. Tento dôkaz jednoznačne potvrdil predpoklad archeológov o existencii najstaršej mincovne na našom území a o veľmi významnom postavení bratislavského opida v mladšej železnej dobe (latén). Nález chlórargyritu je prvým a atacamitu druhým hodnoverne doloženým výskytom týchto minerálov na našom území.

Chlórargyrit, atacamit, brochantit a linarit pravdepodobne vznikli v priebehu desaťročí až storočí pri teplote približne 5–15 °C a sekundárne minerály atakovaním agresívnej povrchovej (splaškovej) vody zvyškov tavenej rudy zachytenej v póroch artefaktov. Táto voda, obohatená o rozličné prvky z odpadu a pretekajúca horizontom s artefaktmi počas stredoveku, bola zdrojom chlóru. Kým atacamit pravdepodobne kryštalizoval zo silno acidnej vody, brochantit a linarit z mierne acidnej až slabo alkalickej.

Poďakovanie. Za poskytnutie vzoriek a cenné informácie o náleze artefaktov ďakujeme PhDr Z. Farkašovi, CSc., z Archeologického múzea SNM v Bratislave, Mgr A. Vrteľovi a PhDr. Branislavovi Lesákovi z Mestského ústavu ochrany pamiatok v Bratislave. Za veľmi dôležité informácie sme vďační prof. Ing. B. Juránimu, CSc., z Katedry pedológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave a za hodnotné pripomienky, ktoré vo veľkej miere pomohli skvalitniť text, doc. RNDr P. Uherovi, CSc. Práca vznikla vďaka finančnej podpore grantu VEGA Ministerstva školstva SR a Slovenskej akadémie vied 1/2028/05.

Literatúra

ANTHONY, J. W., WILLIAMS, S. A., BIDEAUX, R. A. & GRANT, R. W., 1995: Mineralogy of Arizona. Wendell E. Wilson, University of Arizona, Tucson, 508.

BERNARD, J. H. & ROST, R., eds., 1992: Encyklopedický přehled minerálů. *Praha, Academia, 704.*

BURG, G., 1942: Die Nutzbaren Minerallagerstätten von Deutsch-Südwestafrika. *Mitteilungen der Gruppe deutscher koloniale wirtschaftlicher Unternehmungen, 7, 86–89.*

CARATI, M., 1982: Guida alla mineralogia vesuviana. *Bologna, Calderini, 121.*

DUNN, P. J. & ROUSE, R. C., 1980: Nealite: A new mineral from Laurion, Greece. *Min. Record, 11, 5, 299–301.*

DUNN, P. J. & ROUSE, R. C., 1985: Freedite and thorikosite from Langban, Sweden, and Laurion, Greece: Two new species related to the synthetic bismuth oxyhalides. *Amer. Mineralogist, 70, 7–8, 845–848.*

ĎUĎA, R., REJL, L. & SLIVKA, D., 1990: Minerály. *Praha, Aventium, 520.*

ELTON, N. J. & HOOPER, J. J., 1995: Supergene U-Pb-Cu mineralization at Looe Warren, St. Just, Cornwall, England. *J. Russell Soc., 6, 1, 17–26.*

FARKAŠ, Z. & OZDÍN, D., 2005: Postpaleolitické osídlenie jaskyne Dzeravá skala pri Plaveckom Mikuláši. 49–90. *In: I. Cheben & I. Kuzma (eds.): Otázky neolitu a eneolitu našich krajín. Nitra, Archeologica Slovaca Monographiae, 392.*

FRANZINI, M., PERCHIAZZI, N., BARTOLI, M. L. & CHIAPPINO, L., 1992: Baratti (Livorno): Una nuova localitá mineralogica italiana analoga al Laurion. *Riv. Miner. Ital., 1–2, 1–14, 67–75.*

FRONDEL, C. & GETTENS, R. J., 1955: Chalconatronite, a new mineral from Egypt. *Science, 122, 75–76.*

FROST, R. L., 2003: Raman spectroscopy of selected cooper minerals of significance in corrosion. *Spectrochim. Acta, Part A, 59, 1195–1204.*

GELAUDE, P., VAN KALMTHOUT, P & REWITZER, CH., 1996: Laurion: The Minerals in the Ancient Slags. Janssen Print, Nijmegen.

GENTH, F A., 1892: Penfieldite, a new species. *Contr. Mineral., 54, 260.*

GREGOR, M. (in press) Mineralogical study of Celtic smelting crucibles found in Bratislava (Slovakia). *Stud. Univ. Babes-Bolyai, Ser. Geogr.; Geol.-Mineral.*

HANNINGTON, M. D., 1993: The formation of atacamite during weathering of sulfides on the modern seafloor *Canad. Mineralogist, 31, 945–956.*

HOCHLEITNER, R. & WEISS, S., 2002: Atacamit. Lapis, 27, 7–8, 9–11.

HOLLAND, T J. B. & REDFERN, S. A. T., 1997: Unit cell refinement from powder diffraction data: The use of regression diagnostics. *Mineral. Mag., 61, 65–77.*

KINGSBURY, A. W G. & HARTLEY, J., 1957: Atacamite from Cumberland and Cornwall. *Mineral. Mag., 31, 235, 349–350.*

KRAUS, W. & NOLZE, G., 1996: Powder Cell: A program for the representation and manipulation of crystal structures and calculation of the resulting X-ray powder patterns. *J. appl. Crystallogr., 29, 301–303.*

MARTENS, W., FROST, R. L., KLOPROGGE, J. T & WILLIAMS, P A., 2003: Raman spectroscopic study of the basic cooper sulphates: Implications for cooper corrosion and "bronze disease" *J. Raman Spectrosc., 34, 2, 145–151.*

MERLINO, S., PASERO, M. & PERCHIAZZI, N., 1993: Crystal structure of paralaurionite and its OD relationships with laurionite. *Mineral. Mag., 57, 323–328.*

MERLINO, S., PASERO, M. & PERCHIAZZI, N., 1994. Fiedlerite: Revised chemical formula $[Pb_3Cl_4F(OH)\cdot H_2O]$, OD description and crystal structure refinement of the two MDO polytypes. *Mineral. Mag., 58, 69–77.*

MERLINO, S., PASERO, M., PERCHIAZZI, N. & GIANFAGNA, A., 1995: X-ray and electron diffraction study of penfieldite: Average structure and multiple cells. *Mineral. Mag., 59, 341–347.*

MERLINO, S., PERCHIAZZI, N. & FRANCO, D., 2003: Brochantite, $Cu_4SO_4(OH)_6$. OD character, polytypism and crystal structures. *Eur. J. Miner., 15, 267–275.*

PALENZONA, A., et al., 1996: Les minéraux de scories de la vallée de Varenna (Genova), Italie. *Riv. Miner. Ital., 2, 175–188.*

PARISE, J. B. & HYDE, B. G., 1986: The structure of atacamite and its relationship to spinel. *Acta Cryst. Sec. C, 42, 1277–1280.*

PEACOR, D. R., DUNN, P. J., SCHNORRER-KÖHLER, G. & BIDEAUX, R. A., 1985: Mammothite, a new mineral from Tiger, Arizona and Laurium, Greece, Min. Record, 16, 2, 117–120.

POLLA, B. & VALLAŠEK, A., eds., 1991: Archeologická topografia Bratislava. *Bratislava, Veda, 23.*

PREITE, D., 1994: Minéraux du Vésuve. Lapis, 19, 5, 13–23 + 58.

RAGONE, V. & OTTONE, G., 1997: Cinq ans de recherche minéralogique au Monte Somma, Vésuve (Naples). *Riv. Miner. Ital., 2, 137–154.*

ROUSE, R. C. & DUNN, P. J., 1983: New data on georgiadesite. *Mineral. Mag., 47, 219–220.*

SCOTT, D. A. & DODD, L S., 2002: Examination, conservation and analysis of a gilded Egyptian bronze Osiris. *J. Cultural Heritage, 3, 333–345.*

SEJKORA, J., ĎUĎA, R. & NOVOTNÁ, M., 2001: Minerály oxidační zóny žíly Krížová, Gelnica, Slovenské rudohorie. *Bull. miner.-petr. Odd. Nár. Muz., 9, 121–139.*

SHARKEY, J. B. & LEWIN, S. Z., 1971: Conditions governing the formation of atacamite and paratacamite. *Amer. Mineralogist, 56, 179–192.*

STRASSER, A., 1989: Die Minerale Salzburgs. Salzburg, 346.

ŠTEFANOVIČOVÁ, T., ed., 1993: Najstaršie dejiny Bratislavy. *Bratislava, Elán, 374.*

TUČEK, K. & TVRZ, F , 1982: Kapesní atlas nerostů a hornin. *Praha, SPN, 343.*

WELLS, A. F., 1949: The crystal structure of atacamite and the crystal chemistry of cupric compounds. *Acta Cryst., 2, 175–180.*

WILLIAMS, P A., 1990: Oxide zone geochemistry. *Chichester, Ellis Horwood, 286.*

WITZKE, T., 1996: Die Minerale der brennenden Halde der Steinkohlengrube "Deutschland-schacht" in Oelsnitz bei Zwickau. Aufschluss, 47, 41–48.

WOODS, T. L. & GARRELS, R. M., 1986: Phase relations of some cupric hydroxy minerals. *Econ. Geol., 81, 1989–2007.*

http://www.mindat.org (2. 8. 2005)

http://www.reade.com (1. 9. 2005)

Rukopis doručený 14. 11. 2005
Revidovaná verzia doručená 5. 4. 2006
Rukopis akceptovaný 21. 2. 2006

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 159–164

Bi sulfosoli z lokality Ľubietová-Kolba

JAROSLAV PRŠEK[1] a TOMÁŠ MIKUŠ[2]

[1]Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, prsek@yahoo.com
[2]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

Bi sulphosalts from the Ľubietová-Kolba occurrence

The simple paragenesis of Bi sulphosalts from the locality Ľubietová-Kolba is described in the article. They are represented by the members of the bismuthinite-aikinite series (bismuthinite, pekoite, gladite, and unknown phases) and kobellite. The sulphosalts form microscopic needles in quartz, siderite, and chalcopyrite or they fill intergranular spaces between the Co gersdorffite grains. The phases of the bismuthinite-aikinite series have an increased content of Sb (up to 5.4 wt. %). The analyses of the unknown phases project in the field between bismuthinite and pekoite with n_a values of 12.15–15.59 and between the field of pekoite and gladite with n_a values of 18.39–29.57. Kobellite is a nearly pure Bi end-member and its formula is $(Cu_{1.21}, Fe_{0.79})_2(Cu_{0.36}Ag_{0.21}Pb_{10.18}Sb_{3.72}Bi_{11.89})S_{36.0}$.

Key words: Ľubietová-Kolba, Bi sulphosalts, bismuthinite-aikinite series, kobellite

Úvod

Ľubietovské ložisko sa do histórie zapísalo najmä vďaka ťažbe Cu rúd, keď osobitné banské práva získala Ľubietová už v roku 1379 (Bergfest, 1951). Do polovice 19. stor. sa z ložiska získalo okolo 25 000 t Cu. Ľubietovú preslávili aj sekundárne minerály Cu, a to najmä fosforečnan libethenit, pseudomalachit, reichenbachit a ludjibait alebo arzeničnan euchroit a olivenit z lokality Podlipa a Svätodušná. Novšie Řídkošil et al. (1992) objavili na ložisku Podlipa-Reiner (štôlňa Ladislav) aj nový sekundárny minerál bizmutu a Cu mrázekit, čo signalizuje výskyt primárnych minerálov bizmutu v rude. Na najmenej známej lokalite Kolba sa v 19. stor. začala ťažiť Ni-Co ruda (Bergfest, 1951), ale ťažba nebola úspešná a skončila sa ešte pred koncom 19. stor. Posledný mineralogický výskum Kolby sa robil pomerne dávno (Láznička, 1966). Minerálnu sukcesiu Cu ložísk pri Ľubietovej uvádza Koděra et al. (1990).

Sulfosoli bizmutinitovo-aikinitovej série v minulosti študoval rad autorov a venoval sa ich chemickému zloženiu, kryštálovej štruktúre a teplotnotlakovým podmienkam vzniku. Springer (1971) syntetickými prácami pri teplote nad 300 °C zistil kompletný tuhý roztok medzi aikinitom a bizmutinitom. Pod touto teplotou už kryštalizovali jednotlivé minerálne fázy. Aj Mozgova et al. (1990) výskumom prírodných vzoriek zistili, že sa chemické zloženie sulfosolí pohybuje blízko teoretických členov. Klasifikačné kritériá na určovanie členov bizmutinitovo-aikinitovej série navrhol Makovicky a Makovicky (1978). Základom malo byť n_a, ktoré vyjadruje stupeň aikinitovej substitúcie. Klasifikačná schéma sa upravila v posledných rokoch, keď sa objavili tri nové členy sledovanej série, a to paarit, emilit a salzburgit (Topa et al., 2000; Balić-Zunić et al., 2002; Makovický et al., 2001). V už známych členoch sa zistila rozsiahla substitúcia (Topa et al., 2002a, b). Definitívna podoba klasifikácie je v práci Topu et al. (2002a). Jej autori určujú rozhrania n_a jednotlivých minerálov na základe monokryštálových rtg. údajov a chemického zloženia. Aj po tejto práci v chemickom zložení fáz bizmutinitovo-aikinitovej série zostalo niekoľko medzier a analýzy nachádzajúce sa v medzerách k doteraz známym fázam tejto série zatiaľ nemožno priradiť.

Cieľom našej práce bolo zistiť mineralogické a chemické zloženie Bi sulfosolí na lokalite Kolba a podať ich stručný mineralogický opis opierajúci sa najmä o údaje z elektrónovej mikroanalýzy.

Metodika

Vzorky rudných minerálov sú z haldového materiálu spodnejšej štôlne Pauli (979 m n. m.) a skúmali sa v odrazenom svetle mikroskopom Zeiss Jena Jenapol. Na štúdium vzájomných vzťahov minerálov pomocou spätne odrazených elektrónov (BSE) a na stanovenie chemického zloženia sa použil elektrónový mikroanalyzátor JEOL Superprobe 733 (Geological Institute University of Copenhagen, Dánsko, ŠGÚDŠ). Podmienky merania a štandardy: 20 kV, 20 nA, priemer lúča 5 μm, PbM_α (PbS), CuK_α, FeK_α, SK_α ($CuFeS_2$), AgL_α (Ag), SbL_α (Sb), BiL_α (Bi_2S_3). FeAsS (Fe, As, S) a rýdze kovy (Ni, Co, Cu, Sb, Au) pri analýze gersdorffitu.

Číslo homológu (N) pri kobellite sa získalo prepočtom z elektrónových mikroanalýz podľa vzorca Zakrzewského a Makovického (1986) $N = x(6M^{2+} + 3M^{3+})/(4M^{3+} - M^{2+}) + (1-x)(5M^{2+} + 2M^{3+})/(4M^{3+} - M^{2+})$, kde $x = T^+/(T^+ + T^{2+})$, $(1-x) = T^{2+}/(T^+ + T^{2+})$, T^+ je obsah jednomocných tetraédricky koordinovaných katiónov (Cu), T^{2+} obsah dvojmocných tetraédricky koordinovaných katiónov (Fe),

M^{2+} suma dvojmocných „veľkých" katiónov (Pb) a M^{3+} suma trojmocných „veľkých" katiónov (Sb + Bi).

Obsah Ag v prepočtoch nevystupuje, a preto ho treba rozrátať na M^{2+} a M^{3+} pomocou „lillianitového" typu substitúcie Ag + Bi = 2Pb. Číslo homológu (N) pri sulfosoliach meneghinitovej série sa počítalo pomocou vzorca N = $(2Me^{2+} + 2Me^{3+})/Me^{3+}$, kde Me^{2+} je hodnota Pb-Cu a Me^{3+} hodnota Bi + Sb + Cu (Makovický, 1989).

Na určovanie členov bizmutinitovo-aikinitovej série sa použil prepočet podľa Makovického a Makovickej (1978), pričom sa sulfosoli podľa hodnoty n_a, ktorá uvádza percento „aikinitového" typu substitúcie Cu + Pb = Bi + vak. v členoch bizmutinitovo-aikinitovej série, detailne rozdelili na základe údajov Topu et al. (2002a). Hodnota n_a sa počítala zo vzorca $n_a = 25(x + y)/2$, kde x je počet atómov Cu a y Pb vo vzorci počítanom na sumu Ag + Bi + Sb + (Pb + Cu)/2 = 8.

Geologická stavba okolia

Ložisko Kolba je 6,5 km na V od Ľubietovej v závere doliny Peklo na jz. svahoch kóty Kolba (1162 m n. m.) a asi 4,5 km na V od ľubietovskej lokality Podlipa. Ložisko sa v minulosti skúmalo početnými pingami v najspodnejšej časti (971 m n. m.), ako aj štôlňou Pauli a Arnoldi. Banské práce sa dajú sledovať na ploche 600 x 200 m.

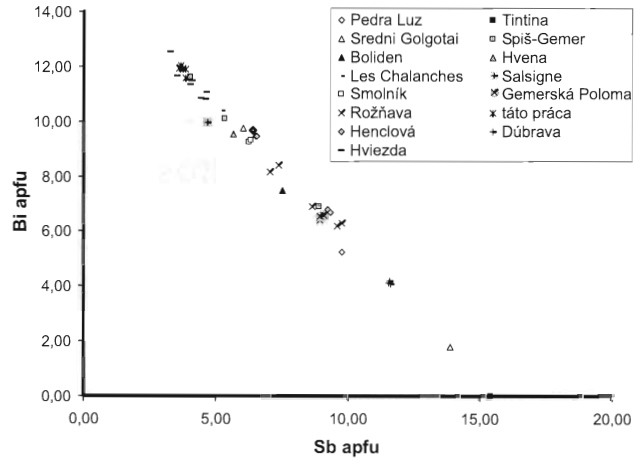
Žily tvoria systém rudných šošoviek v poruchovom pásme. Majú masívnu až brekciovitú štruktúru a maximálnu hrúbku niekoľko dm. Okolité horniny v ich blízkosti sú sericitizované. Ložisko leží v ľubietovskom kryštaliniku veporika, ktoré tvoria biotitické pararuly, kremité ruly a amfibolity (Polák et al., 2003).

Výsledky

Na základe mineralogického štúdia a štúdia paragenetických asociácií minerálov v odrazenom svetle a elektrónovom mikroanalyzátore sme na lokalite vyčlenili dve minerálne paragenézy – staršiu, ktorú tvoria Fe-Ni-Co sulfoarzenidy s kremeňom, karbonátom (sideritom?), arzenopyritom, pyritom a gersdorffitom, a mladšiu – Cu – sulfidickú, s kremeňom, karbonátom, tennantitom, chalkopyritom, sfaleritom a s Bi sulfosoľami.

Opis sprievodných rudných minerálov a ich paragenéza nie sú predmetom tohto príspevku, a preto sa nimi obšírnejšie nezaoberáme.

Paragenéza Fe-Ni-Co sulfoarzenidov je prevládajúcim typom rudnej mineralizácie Kolby Jej dominantným minerálom je gersdorffit obsahujúci Co (do 4,35 hmot. %) a Fe (do 10 hmot. %). Kryštalochemický vzorec gersdorffitu je $(Ni_{0,59}Fe_{0,32}Co_{0,09})_{1,00}As_{1,05}S_{0,88}$. Kobaltit, ktorý opísal Láznička (1966), sa nám nepodarilo potvrdiť, ale jeho výskyt je vzhľadom na častý výskyt erytritu veľmi pravdepodobný. Bi sulfosoli sú súčasťou mladšej, o Cu obohatenej asociácie. Vystupujú spoločne s chalkopyritom a tennantitom v karbonátoch alebo v kremeni. Niekedy vypĺňajú pukliny a voľné priestory medzi kryštálikmi staršieho gersdorffitu, ale najčastejšie vystupujú ako ihličkovité kryštáliky alebo xenomorfné zrná uzatvárané v chalkopyrite



Obr. 1. Diagram obsahu Sb a Bi v kobellite.
Fig. 1. Variation of Sb versus Bi content in kobellite.

veľké do niekoľko mm. V BSE obrázkoch sú vždy homogénne a nespozorovalo sa ani komplikované prerastanie fáz, exsolučné lamely a podobné formy výstupu, ktoré sú pre tento typ sulfosolí typické (Topa et al., 2002a). Identifikovali sme kobellit a členy bizmutinitovo-aikinitovej série, a to najmä bizmutinit a gladit, ako aj niekoľko fáz, ktorých elektrónové mikroanalýzy sú v poliach medzi doteraz známymi členmi.

Kobellit $(Cu, Fe)_2Pb_{10}(Bi, Sb)_{16}S_{35}$

Kobellit je na lokalite Kolba veľmi zriedkavý a tvorí alotriomorfné zrnká rozptýlené v kremeni veľké do 50 μm. Má nízky obsah Sb, čiže ide o Bi koncový člen kobellitovo-tintinaitovej série (obr. 1). Obsah Sb v kobellite je od 3,58 do 3,86 apfu, Bi, ktorý obsadzuje rovnaké pozície ako Sb, priemerne 12,00 apfu a Ag má stopový obsah (priemerná hodnota 0,21 apfu). Ag vstupuje do štruktúry cez „lillianitový" typ substitúcie Ag + Bi = 2Pb. Obsah Fe + Cu je vyšší, ako sa uvádza pri kobellite (ten má hodnotu 2 apfu; Zakrzewski a Makovicky, 1986). Priemerná hodnota tetraédricky koordinovaných katiónov dosahuje 2,36, čo je o 0,36 apfu viac ako teoretická hodnota, ktorú uvádza Zakrzewski a Makovicky (1986). Zvýšený obsah Cu v kobellite a tintinaite (N = 2 homológy) sa zistil aj na iných lokalitách (Pršek, 2004). Obsah Fe je maximálne 0,9 apfu, čo je v zhode s teoretickými údajmi Zakrzewského a Makovického (1986), ktorí predpokladajú, že obsah Fe nikdy neprekročí 1 apfu. Zaujímavý je aj zvýšený obsah S (priemerne 36,09 apfu) oproti teoretickému (35 apfu). Priemerný vzorec kobellitu možno aj vzhľadom na predpokladané substitúcie napísať ako $(Cu_{1,21}, Fe_{0,79})_2(Cu_{0,36}Ag_{0,21}Pb_{10,18}Sb_{3,72}Bi_{11,89})S_{36,09}$. Elektrónové mikroanalýzy kobellitu aj s prepočtom na vzorce uvádza tab. 1.

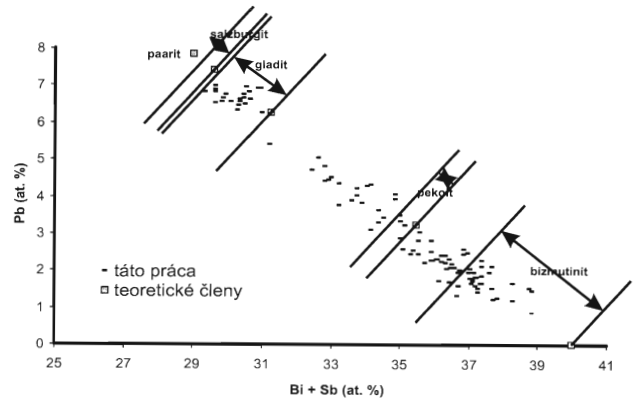
Bizmutinitovo-aikinitová séria $Cu_xPb_yBi_{8-x-y}S_{12}$

Členy bizmutinitovo-aikinitovej (bd) série vystupujú najmä ako ihličkovité kryštáliky veľké niekoľko mm

Tab. 1
Elektrónové mikroanalýzy kobellitu z lokality Kolba s prepočtom na kryštalochemický vzorec
Electron microprobe analyses of kobellite from the Kolba locality

vzorka	S	Fe	Cu	Ag	Sb	Pb	Bi	Suma
K 6	18,09	0,78	1,59	0,42	7,01	32,55	39,27	99,71
K 6	18,40	0,72	1,48	0,53	6,84	33,00	39,10	100,06
K 6	18,28	0,66	1,57	0,33	6,90	32,93	38,84	99,50
K 6	17,73	0,79	1,55	0,42	7,39	33,73	38,14	99,74
K 6	18,21	0,61	1,63	0,01	7,42	33,51	39,33	101,13
K 6	18,26	0,59	1,57	0,41	7,14	32,97	39,29	100,14
			Kryštalochemický vzorec					N
K 6	36,09	0,89	1,60	0,25	3,68	10,05	12,02	1,96
K 6	36,62	0,82	1,49	0,31	3,58	10,16	11,94	2,02
K 6	36,65	0,76	1,59	0,20	3,64	10,22	11,95	1,99
K 6	35,08	0,90	1,55	0,25	3,85	10,33	11,58	2,02
K 6	35,93	0,69	1,62	0,01	3,86	10,23	11,91	1,98
K 6	36,16	0,67	1,57	0,24	3,72	10,10	11,93	2,01

Poznámka. Kryštalochemické vzorce kobellitu sa počítali na sumu Ag + Bi + Sb + Pb = 26
Notice: The crystallochemical formula were calculated on the basis of Ag + Bi + Sb + Pb = 26



Obr. 2. Diagram členov bizmutinitovo-aikinitovej série.
Fig. 2. Variation of Bi + Sb versus Pb content in the sulphosalts of the bismuthinite-aikinite series.

uzatvárané v chalkopyrite alebo vypĺňajúce pukliny a priestor medzi kryštálikmi gersdorffitu. Identifikovali sme bizmutinit, pekoit, gladit a neznáme fázy s n_a ležiacim medzi poľami bizmutinitu a pekoitu, ako aj pekoitu a gladitu (obr. 2). Najhojnejšou fázou je bizmutinit a gladit, menej sú rozšírené neznáme fázy a najzriedkavejší je pekoit. Na BSE obrázkoch sú všetky fázy homogénne a nepozorovalo sa ich vzájomné prerastanie, zatláčanie alebo exsolučné lamely, ktoré sú pre fázy bd série charakteristické. Všetky fázy bd série obsahujú veľmi nízky až nulový obsah Ag (maximálne do 0,1 hmot. %), typické pre tieto minerály (Topa et al., 2002b). Obsah Fe je variabilný (od 0 do 0,7 wt. %), ale prevažná časť analýz má obsah Fe do 0,1 hmot. %. Všetky fázy bd série na lokalite Kolba sa vyznačujú zvýšeným obsahom Sb, ktorý nahrádza v štruktúre Bi podľa jednoduchej substitúcie Bi ↔ Sb. Maximálny obsah Sb (5,35 hmot. %) je v neznámych fázach s n_a medzi bizmutinitom a pekoitom. Na druhej strane najnižší obsah Sb (maximálne do 3 hmot. %, priemerne 1,46 hmot. %) je v gladite. Pekoit, bizmutinit aj ostatné neznáme fázy majú vyšší obsah Sb (od 2 do 5 hmot. %) ako gladit. Bizmutinit má široký interval Pb + Cu = Bi + vakancia substitúcie. Hodnota n_a je od 3,69 do 11,88, pričom analýzy tvoria takmer nepretržitý rad. Neznáme fázy s n_a od 12,15

Tab. 2
Elektrónové mikroanalýzy minerálov bd série z lokality Kolba s prepočtom na kryštalochemický vzorec
Electron microprobe analyses of the members of the bd series from the Kolba locality

vzorka	S	Fe	Cu	Ag	Sb	Pb	Bi	Suma	n_a
K 10	19,42	0,22	1,03	0,01	4,73	2,52	72,48	100,42	7,09
K 10	19,52	0,03	1,11	0,01	4,74	3,48	71,86	100,76	8,57
K 8	19,22	0,07	1,08	0,09	2,56	3,86	73,02	99,89	9,16
K 10	19,97	0,04	1,40	0,01	4,96	4,87	69,66	100,92	11,47
K 10	19,83	0,28	2,04	0,06	3,48	6,50	68,51	100,71	16,33
K 8	19,28	0,01	2,21	0,01	3,67	7,06	69,05	101,29	17,43
K 6	19,43	0,20	2,22	0,01	4,68	7,30	66,82	100,66	17,84
K 5a	18,37	0,01	4,38	0,05	1,26	13,81	62,68	100,56	35,82
K 10	18,23	0,06	4,51	0,01	1,31	13,70	62,02	99,84	36,44
K 5a	17,73	0,03	4,41	0,03	0,91	14,18	62,90	100,18	36,50
K 5a	18,81	0,02	4,47	0,01	1,21	14,53	60,97	100,03	37,76
			Kryštalochemické vzorce					N	minerál
K 10	12,12	0,08	0,32	0,00	0,78	0,24	6,94	1,98	bizmutinit
K 10	12,18	0,01	0,35	0,00	0,78	0,34	6,88	2,00	bizmutinit
K 8	12,33	0,03	0,35	0,02	0,43	0,38	7,18	2,02	bizmutinit
K 10	12,55	0,01	0,44	0,00	0,82	0,47	6,72	2,01	bizmutinit
K 10	12,73	0,10	0,66	0,01	0,59	0,65	6,75	2,00	pekoit
K 8	12,18	0,00	0,70	0,00	0,61	0,69	6,69	2,00	pekoit
K 6	12,33	0,07	0,71	0,00	0,78	0,72	6,50	2,00	pekoit
K 5a	12,11	0,00	1,46	0,01	0,22	1,41	6,34	1,99	gladit
K 10	12,09	0,02	1,51	0,00	0,23	1,41	6,31	1,98	gladit
K 5a	11,71	0,01	1,47	0,01	0,16	1,45	6,38	2,00	gladit
K 5a	12,62	0,01	1,51	0,00	0,21	1,51	6,27	2,00	gladit

Poznámka: Kryštalochemické vzorce fáz bd série sa počítali na sumu Ag + Bi + Sb + (Pb + Cu)/2 = 8
Notice: The crystallochemical formula were calculated on the basis of Ag + Bi + Sb + (Pb + Cu)/2 = 8

Tab. 3
Elektrónové mikroanalýzy neznámych fáz bd série z lokality Kolba s prepočtom na kryštalochemický vzorec
Electron microprobe analyses of the unknown phases from the bd series from the Kolba locality

vzorka	S	Fe	Cu	Ag	Sb	Pb	Bi	Suma	n_a
K 10	19,67	0,02	1,51	0,01	5,35	5,14	69,26	100,96	12,15
K 8	18,86	0,02	1,61	0,01	3,44	5,04	71,75	100,74	12,52
K 8	19,59	0,11	2,05	0,03	3,65	6,04	69,60	101,07	15,59
K 8	18,48	0,08	2,39	0,02	3,14	8,39	67,94	100,45	20,02
K 6	19,66	0,23	2,91	0,01	3,96	8,07	66,06	100,90	21,67
K 6	19,30	0,09	3,15	0,01	3,72	10,12	63,94	100,33	25,51
K 8	19,18	0,20	3,57	0,01	3,02	11,59	62,33	99,91	29,57
			Kryštalochemický vzorec					N	minerál
K 10	12,28	0,01	0,48	0,00	0,88	0,50	6,63	2,01	neznámy
K 8	11,87	0,01	0,51	0,00	0,57	0,49	6,93	2,00	neznámy
K 8	12,41	0,04	0,66	0,01	0,61	0,59	6,76	1,99	neznámy
K 8	11,82	0,03	0,77	0,00	0,53	0,83	6,67	2,02	neznámy
K 6	12,54	0,08	0,94	0,00	0,67	0,80	6,47	1,97	neznámy
K 6	12,48	0,03	1,03	0,00	0,63	1,01	6,34	2,00	neznámy
K 8	12,62	0,08	1,19	0,00	0,52	1,18	6,29	2,00	neznámy

Poznámka: Kryštalochemické vzorce fáz neznámych bd série sa počítali na sumu Ag + Bi + Sb + (Pb + Cu)/2 = 8
Notice: The crystallochemical formula were calculated on the basis of Ag + Bi + Sb + (Pb + Cu)/2 = 8

do 15,59 tiež vytvárajú nepretržitý rad, ktorý plynulo nadväzuje na pole pekoitu s n_a 16,33 do 17,84, čiže presná hranica medzi bizmutinitom a pekoitom sa iba na základe elektrónových mikroanalýz určuje ťažko. Do poľa neznámych fáz s n_a od 18,39 do 29,57 plynulo pokračujú aj analýzy pekoitu, ale presubstituovaný – s vyššou mierou substitúcie, ako sa uvádza pri teoretickom s n_a 33,33 (Topa et al., 2002b) – gladit tvorí osobitné pole v intervale n_a od 33,77 do 37,03. Bez štruktúrnych údajov nemožno zistiť, či pri neznámych fázach ide o nové minerály alebo iba o bizmutinit a pekoit s vyššou mierou substitúcie, ako bola známa doteraz, podobne ako je to aj pri gladite, krupkaite a aikinite. Obsah substitučných koeficientov x a y je vo všetkých študovaných fázach veľmi blízky. Elektrónové mikroanalýzy fáz bd série sú v tab. 2 a 3.

Diskusia

Bi sulfosoli sú v sideritovej mineralizácii pomerne častým akcesorickým minerálom tvoriacim časť najmladšej sulfidickej paragenézy. Boli opísané zo všetkých tektonických jednotiek (Antal, 1991; Majzlan a Ozdín, 1995; Ozdín, 2003; Pršek, 2004, a mnoho iných), no vo veporiku sú zriedkavé a doteraz sa identifikovali iba na ložisku Hnúšťa–Mútnik (Ragan, 1989; Ragan a Caňo, 1991) a Bacúch-Sokolia dolina vo veporickej časti Nízkych Tatier (Pršek a Chovan, 2001; Pršek, 2004).

Fázy bizmutinitovo-aikinitovej série patria medzi najhojnejšie Bi sulfosoli vyskytujúce sa v rozličných typoch mineralizácie v asociácii s množstvom iných sulfosolí (ich stručný prehľad je v tab. 4). Väčšina analýz členov tejto série v Západných Karpatoch nám spadá do poľa známych fáz. Výnimkou sú iba produkty exsolúcie na lokalite Slovinky, Bacúch a Hviezda (Pršek, 2004), kde padajú najmä do polí medzi gladitom a pekoitom alebo medzi bizmutinitom a pekoitom. Naproti tomu fázy z Kolby, ktoré majú podobné chemické zloženie ako fázy uvedených lokalít, sú vždy homogénne, čo ich nápadne odlišuje od exsolučných produktov. Exsolučné produkty vznikajú pri poklese teploty a následkom je, že sa pôvodné vysokoteplotné fázy rozpadávajú na diskrétne členy. Na lokalite Kolba tvoria homogénne fázy kontinuálny prechod medzi poľom bizmutinitu a pekoitu. Z toho možno usudzovať, že by pole bizmutinitu mohlo siahať až po n_a = 14,5. Takáto fáza sa zistila aj na lokalite Slovinky a Hviezda (Pršek, l. c.). Podobná situácia je v druhej veľkej medzere medzi pekoitom a gladitom, kde je veľa analýz kontinuitne pokračujúcich zhruba od n_a = 20 až po 29. Na lokalite Hviezda (Pršek, l. c.) táto fáza vystupuje ako pôvodný minerál, z ktorého vznikli exsolúcie gladitu a pekoitu, a vo forme exsolúcií aj na lokalite Slovinky (Pršek, l. c.).

Topa et al. (2000b) opísali fázu z Felbertalu v Rakúsku, označili ju bd_{13} a vymedzili rozpätie jej n_a na ~ 10,5 až ~ 14 % aikinitovej molekuly, no nemali štruktúrne údaje na určenie, či ide o pekoit, bizmutinit alebo o neznámu fázu. Podobnú novú, neznámu fázu vo forme exsolúcií uvádzajú aj Ciobanu a Cook (2000) z lokality Ocna de Fier v Rumunsku a označujú ju fáza 88,6. Obidve fázy sú veľmi blízke prvej s n_a do 14,5. Fáza z rumunskej lokality sa označila ako fáza 70 (l. c.) a má chemické zloženie blízke našej fáze s n_a 20 až po 29.

Fázy s obdobnou chemickou skladbou nie sú vo svete všeobecne rozšírené a majú takmer výlučne podobu exsolúcií, čo nie je predpoklad na určenie štruktúry. Na lokalite Kolba sú však kryštáliky homogénne, a tak je nádej, že sa pomocou rtg. dát vyrieši, či ide o nový minerál, alebo len o ďalšie rozšírenie už známeho rozsahu gladitu, pekoitu alebo bizmutinitu. To, čo je homogénne na BSE obrázkoch, ešte nemusí byť homogénne aj na úrovni základnej bunky. Pre sulfosoli bizmutinitovo-aikinitového radu je typická neusporiadanosť štruktúry a tá sa prejavuje zmeneným chemickým zložením oproti pôvodnej neusporiadanej fáze. Takýmito prípadmi sa detailne zaoberal Pring (1989, 1995) a opísal štruktúrnu neusporiadanosť v krupkaite, aikinite a nerovnaký spôsob usporiadania katiónov v ich štruktúre, ako aj v štruktúre ďalších sulfosolí

Tab. 4
Prehľad lokalít s identifikovanými Bi sulfosoľami členov bizmutinitovo-aikinitovej série
An overview of localites in the Western Carpathians, where sulphosalts of the bismuthinite-aikinite series were identified

Lokalita	minerály	literatúra
Dúbrava	chalkostibit, tintinait, bournonit, krupkait, „horobetsuit"	Chovan et al., 1998; Pršek, 2004
Kľačianka	bizmutinit, pekoit	Bakos et al., 2000; Pršek, 2004
Slovinky	cosalit, nuffieldit, heyrovskýit, aikinit, krupkait, hammarit, bizmutinit, pekoit, kobellit	Antal, 1991; Macinský a Antal, 1993; Pršek, 2004
Dobšiná	krupkait, hammarit, aikinit	Harris a Chen, 1976; Žák a Hybler, 1981, Žák a Prachař 1981; Pršek, 2004
Vyšná Boca	gladit, bizmutinit, krupkait, lindströmit, friedrichit, hammarit, aikinit, pavonit, benjaminit	Majzlan a Ozdín, 1995; Ozdín a Chovan, 1999; Ozdín, 2003; Pršek, 2004
Mlynná dolina-Hviezda	krupkait, bizmutinit, gladit, galenobizmutit, cosalit, kobellit, nuffieldit, tintinait	Majzlan a Ozdín, 1995; Majzlan a Chovan, 1997; Pršek, 2004; Pršek a Ozdín, 2004
Čierna Lehota	kupčíkit, hodrušit, kiuprobimutit, aikinit, bizmutinit	Pršek et al., 2005
Hnúšťa	bizmutinit, lillianit, laitakarit, gustavit	Ragan, 1989; Ragan a Caňo, 1991
Bacúch	bizmutinit, pekoit, gladit, hammarit, lindströmit, aikinit, lilianit, schirmerit, gustavit, heyrovskyit, cosalit, galenobizmutit	Pršek a Chovan, 2001, Pršek, 2004
Banská Štiavnica, Hodruša	lillianitové homológy, pavonitové homológy, berryit, hodrušit, aikinit, friedrichit, lindströmit, hammarit	Kovalenker et al., 1993

bizmutinitovo-aikinitovej série. Predpokladáme však, že Kolba je iný prípad, lebo štruktúrna neusporiadanosť sa nepozorovala pri členoch s nízkym n_a a že pri ňom ide o vyššiu mieru substitúcie, ako bola známa doteraz. Podobná vyššia miera substitúcie bola opísaná pri krupkaite a gladite (Topa et al., 2002a, b). Zmenami v chemickom zložení pod vplyvom defektov štruktúry sa bližšie zaoberal Topa et al. (2002b).

Kobellit z Kolby má výrazne odlišnú chemickú skladbu ako pri publikovaných analýzach. Podľa pomeru Sb/(Sb + Bi) možno analýzy členov kobellitovo-tintinaitovej série rozdeliť do troch skupín. Pre prvú je charakteristický vysoký obsah Sb (pomer 0,8–1) – lokalita Tintina (Moëlo et al., 1984), Sredni Golgotai (Sakharova a Krivitskaya, 1970), Dúbrava a Hviezda (Chovan et al., 1998; Pršek, 2004; Pršek a Ozdín, nepubl.), druhá má pomer približne od 0,4 do 0,6, jej členy sú v prírode najrozšírenejšie a sú opísané z mnohých lokalít (Kupčík et al., 1969; Ayora a Phillips, 1981; Moëlo et al., 1995; Marcoux et al., 1996; Pršek, 2004, a i.) a do tretej patrí veľmi zriedka sa vyskytujúci kobellit s pomerom do 0,4 (Kupčík et al., 1969; Pršek, 2004).

Kobellit s pomerom 0,24, ktorý sme skúmali, je veľmi blízky kobellitu z Hviezdy (0,26 a 0,15) a žily Constancia vo Fichtenhübli (0,26; Kupčík et al., 1969; Pršek, 2004). Takéto pomery predstavujú fázy s najvyšším obsahom Bi, aký sa doteraz v prírode identifikoval. Zaujímavé pri kobellite z Kolby je aj jeho Cu + Fe prebytok, aký sa pozoroval aj na iných lokalitách a je typický najmä pre Sb členy (Pršek, 2004). Tejto problematike sa venoval Kupčík et al. (1969), a najmä Moëlo et al. (1995), ktorí navrhli všeobecný vzorec $(Cu_{2-x}Fe_x)(Pb_{10-2z+x}(Ag, Cu)_z(Sb_{1-y}Bi_y)_{16+z-x})_{26}S_{35}$ a spôsob vstupu prebytku Cu do štruktúry kobellitu. Obsah Ag je podobný, ako uvádzajú rozličnί autori (Pršek, 2004; Ayora a Phillips, 1981; Marcoux et al., 1996; Kupčík et al., 1969, a i.), a najvyšší sa doteraz zistil na lokalite Les Chalanches (Moëlo et al., 1995).

Záver

Štúdiom vzoriek rudných minerálov lokality Ľubietová-Kolba sme identifikovali špecifickú asociáciu sulfosolí v paragenéze s tennantitom a chalkopyritom. Bi sulfosoli sú zaujímavé výskytom homogénnych fáz bizmutinitovo-aikinitovej série, pričom elektrónové mikroanalýzy často ležia v poli doteraz nepomenovaných fáz. Kobellit, ktorý sme identifikovali, má nápadne vysoký obsah Bi, čo v prírodných podmienkach nebýva veľmi časté. Nemožno vylúčiť, že sa na lokalite vyskytujú aj nové minerály, ale na to treba Bi sulfosoli detailne skúmať rtg. difrakciou.

Poďakovanie. Práca bola financovaná z vedeckej grantovej agentúry Ministerstva školstva SR a Slovenskej akadémie vied (VEGA) 1/2028/05, grantu Univerzity Komenského UK/109/2002 Štruktúra a kryštalochémia sulfosolí kobellit-tintinaitovej série a projektu Crystal chemistry of complex sulphides zo State Research Council (Natural Sciences, Denmark) (Grant 9901772). Autori ďakujú recenzentovi Jurajovi Majzlanovi za veľmi podnetné pripomienky, ktoré výrazne pomohli skvalitniť rukopis.

Literatúra

Antal, B., 1991 Bi-sulfosoli ložiska Slovinky. *Mineralia Slov., 4, 368.*

Ayora, C. & Phillips, R., 1981 Natural occurrences in the systems PbS – Bi_2S_3 – Sb_2S_3 and PbS – Sb_2S_3 from Vall de Ribes, Eastern Pyrenees, Spain. *Bull. Minéral., 104, 556–564.*

BAKOS, F., CHOVAN, M. & MICHÁLEK, J., 2000: Minerálne zloženie hydrotermálnej Sb, Cu, Pb, Zn, As mineralizácie na SV od Magurky v Nízkych Tatrách. *Mineralia Slov., 32, 497–506.*

BALIĆ-ZUNIĆ, T., TOPA, D. & MAKOVICKY, E., 2002: The crystal structure of emilite, $Cu_{10.7}Pb_{10.7}Bi_{21.3}S_{48}$, the second 45 Å derivative of the bismuthinite-aikinite solid-solution series. *Canad. Mineralogist, 40, 238–245.*

BERGFEST, A., 1951: Baníctvo v Ľubietovej na železnú rudu. *Manuskript – Banský archív, Banská Štiavnica, 76.*

CIOBANU, C. L. & COOK, N. J., 2000: Intergrowths of bismuth sulphosalts from the Ocna de Fier Fe-skarn deposit, Banat, Southwest Romania. *Eur. Journal. Miner., 12, 899–917.*

CHOVAN, M., MAJZLAN, J., RAGAN, M., SIMAN, P. & KRIŠTÍN, J., 1998: Pb-Sb and Pb-Sb-Bi sulphosalts and associated sulphides from Dúbrava antimony deposit, Nízke Tatry Mts. *Acta geol. Univ. Comen., 53, 37–49.*

HARRIS, D. C. & CHEN, T. T., 1976: Crystal chemistry and reexamination of nomenclature of sulphfosalts in the aikinite- bismuthinite series. *Canad. Mineralogist, 14, 194–205.*

KODĚRA, P., et al., 1990: Topografická mineralógia Slovenska. 2 diel. *Bratislava, Veda, 518.*

KOVALENKER, V. A., JELEŇ, S. & SAMDOMIRSKAJA, S., 1993: Minerals of the system Ag-Cu-Pb-Bi-S from the polymetallic veins of the Štiavnica-Hodruša ore field (Slovakia). *Geol. Carpath., 44, 6, 409–419.*

KUPČÍK, V., SCHNEIDER, A. & VARČEK, C., 1969: Chemismus von einigen Bi sulfosalzen aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge (CSSR). *Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mh., 445–454.*

LÁZNIČKA, P., 1966: Kobaltin na ložisku Kolba východně od Ľubietové. *Čas. Mineral. Geol., 11, 2, 177–180.*

LÉPINE, J., 1989: Le gisement sulfo-arsénié aurifére du Cambrien inférieur de la mine traditionnelle de Salsigne (Montagne Noire, France). *Manuskript – archív Univ. Toulouse, 240.*

MACINSKÝ, P. & ANTAL, B., 1993: Nový výskyt krupkaitu v SGR. *Acta geol. Univ. Comen., 49, 16.*

MAJZLAN, J. & OZDÍN, D., 1995: Cu-Pb-Bi sulfosoli z Nízkych Tatier *Mineralia Slov., 27, 290–292.*

MAJZLAN, J. & CHOVAN, M., 1997: Hydrotermálna mineralizácia v Mlynnej doline, Nízke Tatry. *Mineralia Slov., 2, 149–158.*

MAKOVICKY, E. & MAKOVICKY, M., 1978: Representation of compositions in the bismuthinite-aikinite series. *Canad. Mineralogist, 16, 405–409.*

MAKOVICKY, E., TOPA, D. & BALIĆ-ZUNIĆ, T., 2001: The crystal structure of paarite, the newly discovered 56 Å derivative of the bismuthinite--aikinite solid-solution series. *Canad. Mineralogist, 39, 1377–1382.*

MARCOUX, E., MOËLO, Y. & LEISTEL, J. M., 1996: Bismuth and cobalt minerals as indicators of stringer zones to massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Depos. (Berlin), 31, 1–26.*

MOËLO, Y., JAMBOR, J. L. & HARRIS, D. C., 1984: Tintinaite et sulfosels associes de Tintina (Yukon): La cristallochimie de la serie de la kobellite. *Canad. Mineralogist, 22, 219–226.*

MOËLO, Y., ROGER, G., MAUREL-PALACIN, D., MARCOUX, E. & LAROUSSI, A., 1995: Chemistry of some Pb-(Cu, Fe)- (Sb, Bi) sulphosalts from France and Portugal. Implications for the crystal chemistry of lead sulphosalts in the Cu-poor part of the Pb_2S_2-Cu_2S-Sb_2S_3--Bi_2S_3 system. *Miner. and Petrol., 53, 229–250.*

MOZGOVA, N. N., NENAŠEVA, S. N., ČISŤAKOVA, N. I., MOGILEVKIN, S. B. & SIVTSOV, A. V., 1990: Compositional fields of minerals in the bismuthinite-aikinite series. *Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mh., 35–45.*

OZDÍN, D., 2003: Mineralógia a genéza sideritovej mineralizácie Ďumbierskych Tatier. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív Katedry mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, 194.*

OZDÍN, D. & CHOVAN, M., 1999: New mineralogical and paragenetic knowledge about siderite veins in the vicinity of Vyšná Boca. Nízke Tatry Mts. *Slov. geol. mag., 9, 4, 207–216.*

POLÁK, M., ed., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 50 000. *Bratislava, Vyd. Dionýza Štúra, 218.*

PRING, A., 1989: Structural disorder in aikinite and krupkaite. *Amer. Mineralogist, 74, 250–255.*

PRING, A., 1995: Annealing of synthetic hammarite, $Cu_2Pb_2Bi_4S_9$, and the nature of cation-ordering processes in the bismuthinite-aikinite series. *Amer. Mineralogist, 80, 1166–1173.*

PRŠEK, J., 2004: Štruktúra a kryštalochémia sulfosolí zo sulfidických mineralizácií Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív Katedry mineralógie a petrografie Prírodovedeckej fakulty UK, 135.*

PRŠEK, J. & CHOVAN, M., 2001: Hydrothermal carbonate and sulphide mineralization in the Late Paleozoic phyllites (Bacúch, Nízke Tatry Mts.). *Geolines, 13, 27–34.*

PRŠEK, J. & OZDÍN, D., 2004: Nuffieldit $Pb_2Cu(Pb, Bi)Bi_2S_7$ z hydrotermálnych mineralizácií Nízkych Tatier. *Mineralia Slov., 36, 273–278.*

PRŠEK, J., MIKUŠ, T., MAKOVICKY, E. & CHOVAN, M., 2005: Cuprobismutite, kupčíkite, hodrushite and asociated sulphosalts from the black shale hosted Ni-Bi-As mineralization at Čierna Lehota, Slovakia. *Eur. J. Mineral., 17, 155–162.*

RAGAN, M., 1989: Mineralogická, geochemická a paragenetická charakteristika sulfidickej mineralizácie v oblasti Hnúšte (veporikum). [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript – archív SAV Bratislava, 199.*

RAGAN, M. & CAŇO, F., 1991: Prvé údaje o dvoch nových sulfosoliach (CuPbSbBi a AgPbBiSb) so selénom z mastencových ložísk pri Hnúšti. *Mineralia Slov., 4, 368.*

ŘÍDKOŠIL, T., ŠREIN, V., FÁBRY, J., HYBLER, J. & MAXIMOV, B. A., 1992: Mrázekite, $Bi_2Cu_3(OH)_2O_2(PO_4)_2$ x $2H_2O$, a new mineral species and its crystal structure. *Canad. Mineralogist, 30, 1, 215–224.*

SACHAROVA, M. S. & KRIVITSKAJA, N. N., 1970: Mineralogical and geochemical characteristics of Pb-Bi-Sb sulphosalts from gold deposits (Eastern Transbaikal). *Geol. rud. Mestorožd. (Moskva), 4, 56–70.*

SPRINGER, G., 1971: The synthetic solid solution series Bi_2S_3-$BiCuPbS_3$ (bismuthinite-aikinite). *Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mh., 19–27.*

TOPA, D., BALIĆ-ZUNIĆ, T. & MAKOVICKY, E., 2000: The crystal structure of $Cu_{16}Pb_{16}Bi_{64}S_{12}$ a new 44,8 Å derivative of the bismuthinite--aikinite solid-solution series. *Canad. Mineralogist, 38, 611–616.*

TOPA, D., MAKOVICKY, E. & BALIĆ-ZUNIĆ, T., 2002a: The structural role of excess Cu and Pb in gladite and krupkaite based on new refinements of their structure. *Canad. Mineralogist, 40, 1147–1159.*

TOPA, D., MAKOVICKY, E. & PAAR, W. H., 2002b: Composition ranges and exsolution pairs for the members of the bismuthinite-aikinite series from Felbertal, Austria. *Canad. Mineralogist, 40, 849–869.*

ZAKRZEWSKI, M. & MAKOVICKY, E., 1986: Izoklakeite from Vena, Sweden, and the kobellite homologous series. *Canad. Mineralogist, 24, 7–18.*

ŽÁK, L. & HYBLER, J., 1981: Krupkaite (x = 1.3) from Dobšiná CSSR. *Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mth., 5, 206–214.*

ŽÁK, L. & PRACHAŘ, I., 1981: Estimation of chemical composition of the bismuthinite derivatives from the latttice parameters. *Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mh., 11, 495–504.*

Rukopis doručený 25. 4. 2005
Revidovaná verzia doručená 9. 2. 2006
Rukopis akceptovaný 21. 2. 2006

Mineralia Slovaca, 38 (2006), 165–186

Litostratigrafické členenie a pôvod staropaleozoickej časti kryštalinika Malých Karpát – nový pohľad na základe výsledkov geochemického výskumu

PETER IVAN a ŠTEFAN MÉRES

Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

Lithostratigraphic division and origin of the Early Paleozoic crystalline basement of the Malé Karpaty Mts. (central Western Carpathians): A new concept as followed from geochemical studies

The Malé Karpaty Mts. are located in the westernmost part of the central Western Carpathians (CWC) in the neighbourhood of the Eastern Alps. The Paleozoic basement and Mesozoic cover represent the main feature of the geological structure of this area. The Early Paleozoic magmatic and sedimentary rocks intruded and metamorphosed by Early Carboniferous granitoid massifs build up the basement of the Malé Karpaty Mts. They were traditionally supposed to be a single lithostratigraphic unit of volcanosedimentary origin. However based on the interpretation of chemical data from the Lower Paleozoic magmatic and sedimentary rocks, especially the immobile trace element distribution, two lithostratigraphic units – (1) Pernek and (2) Pezinok Groups – different in lithology and geodynamic setting could have been discerned. The Pernek Group composed of metamorphosed basalts, dolerites and gabbros together with small amount of cherts and related sediments is interpreted as metamorphosed dismembered ophiolite sequence. Metabasalts with typical N-MORB geochemical signature belong among the most widespread rock type. Metagabbros without any obvious features of mineral cumulation are geochemically close to isotropic upper gabbros of the typical ophiolite profile. Metamorphosed sediments of the Pernek Group are concentrated into several narrow belts built up mostly by the metamorphosed cherts with variable admixture of the organic matter alternated in detail with sediments derived from basic igneous source. Extensive pyritic impregnation and also small bodies of pyrite ores are common. Deep-sea provenance of the sediments and their relation to the uppermost part of the ophiolite sequence seems to be supported by the trace element distribution. The Pernek Group rocks originated as the upper part of the oceanic basin crust. The age of the Pernek Group is poorly determined. It is not younger than Visean. The Pezinok Group, originally probably filling the rift basin, comprising mostly metamorphosed clastic sediments locally with admixture of organic matter, carbonates and small basalt bodies, occurs only sporadically. Sedimentary rock composition was probably close to immature greywackes of island arc provenance. Alternation of layers of various granularity several mm to cm thick is locally evolved. Sedimentary rocks seem to be derived from intermediate/acid magmatic source material. Metabasalts with continental tholeiite geochemical signature are located in restricted area of the Pezinok Group only in association with metamorphosed carbonates and fine-grained sediments. The Pezinok Group is Devonian in age. The Pernek and Pezinok Groups had to be displaced from their original position and transported into the nappe position in the Pre-Visean time, before granitoid massif intrusions. During Alpine period both groups together with granitoid rocks were included into the newly formed nappe system.

Key words: Western Carpathians, Early Paleozoic, lithology, geodynamic setting, oceanic crust, Variscides, nappes

Úvod

Malé Karpaty sú najzápadnejšou časťou Západných Karpát a pre svoju pozíciu sa všeobecne chápu ako spájací článok medzi východoalpským a západokarpatským priestorom. Ich kryštalinikum sa pokladá za najzápadnejší segment tatrika. Jeho výskumu sa v ostatných desaťročiach opakovane venovala pozornosť a jej výsledkom sú stále detailnejšie poznatky o geologickej stavbe, horninovej náplni, veku hornín a o ich metamorfnej evolúcii. Spracovalo sa aj niekoľko schém litostratigrafického členenia kryštalinika založených najmä na terénnych a petrografických pozorovaniach, ale až štúdium geochemických osobitostí metabazitov a metasedimentov (Ivan et al., 2001; Ivan a Méres, 2003; Ivan, in press) umožnilo spoznať geodynamické prostredia a ďalšie podmienky, v ktorých sa tieto horniny tvorili, a aplikovať ich pri riešení litostratigrafických otázok.

Cieľom tejto štúdie je sumarizovať dôvody vedúce k revízii koncepcie litostratigrafického členenia kryštalinika Malých Karpát a plne definovať novovyčlenené jednotky.

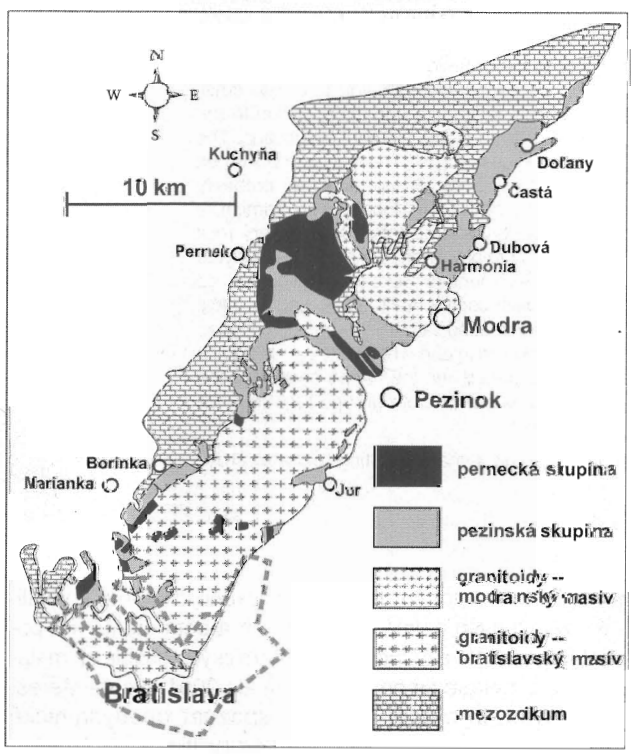
Geologická stavba kryštalinika Malých Karpát

Kryštalinikum Malých Karpát sa skladá z komplexu metamorfovaných bázických magmatických a sedimentárnych hornín, ako aj z granitoidných telies označovaných ako bratislavský a modranský granitoidný masív. V porovnaní s ostatnými tatrickými jadrami sa vyznačuje radom špecifík, medzi ktoré patrí najmä (1) prítomnosť relatívne slabšie metamorfovaných hornín, (2) jasne intruzívny vzťah granitoidov k plášťu a (3) rozšírené prejavy kontaktnej a periplutonickej metamorfózy (cf. Maheľ, 1986).

Komplex metamorfovaných bázických a sedimentárnych hornín je z bázických hornín označovaných ako amfibolity, aktinolitické bridlice alebo aj amfibolické gabrá a z metamorfovaných klastických sedimentárnych hornín označovaných ako fylity a ruly s podradne zastúpenými šošovkami metakarbonátov.

Metabazity vystupujú zväčša v úzkej asociácii s čiernymi bridlicami a stratiformnými pyritovými ložiskami koncentrujúcimi sa do pruhov, tzv. produktívnych zón. Výskyty metabazitov v metasedimentoch sa obmedzujú iba na malé telesá výlučne v okolí Harmónie (Cambel, 1952, 1954, 1958; Cambel in Buday et al., 1962; Cambel a Kamenický, 1982; Cambel a Khun, 1983; Cambel et al., 1990b).

Podľa výsledkov paleontologického výskumu sa vek komplexu magmatických a sedimentárnych hornín kryštalinika Malých Karpát pokladá za devónsky (Andrusov, 1958), vrchnodevónsky až karbónsky (Čorná, 1968; Cambel a Čorná, 1974) alebo vrchnosilúrsky až spodnodevónsky (Planderová a Pahr, 1983; Cambel a Planderová, 1985). V spodnokarbónskom období komplex intrudovali granitoidy bratislavského a modranského masívu (Rb-Sr izochrónový vek 348 ± 4 My; Cambel et al., 1990a).



Obr. 1. Schematická mapa rozšírenia perneckej a pezinskej skupiny v Malých Karpatoch.

Fig. 1. Geological sketch-map of the Pernek and Pezinok Groups in the Malé Karpaty Mts.

Metamorfná premena komplexu bola polyštadiálna. Cambel (in Buday et al., 1962) ju charakterizuje ako kombináciu regionálnej predgranitovej epizonálnej resp. alpínskej retrográdnej metamorfózy a hlbinnej kontaktnej (periplutonickej) metamorfózy a nízkostupňové metamorfity fácie zelených bridlíc v kryštaliniku Malých Karpát pripisuje skôr alpínskej diaftoréze. Korikovskij et al. (1984) predpokladajú, že sa pri intrúzii bratislavského masívu okolo neho vytvorili metamorfné zóny, a to od termicky najnižšej, biotitovej cez granátovú a staurolitovo-chloritovú až po najvyššie temperovanú, staurolitovo-sillimanitovú. Ako druhá etapa sa uplatnila kontaktná metamorfóza, a to hlavne na styku modranských granitoidov s plášťom. Nakladá sa na zóny vytvorené v prvej etape za tvorby rôznych typov kontaktných rohovcov (Korikovskij et al., 1985).

Komplex metamorfovaných magmatitov a sedimentov kryštalinika Malých Karpát spolu s intruzívnymi granitoidnými masívmi sa pôvodne považoval za autochtónny (Cambel, 1962) a túto predstavu neskôr postupne nahradili koncepcie príkrovovej stavby (napr. Maheľ, 1980). Podľa Plašienku a Putiša (1987) a Putiša (1992) celý komplex sa skladá z dvoch paleoalpínskych tektonických jednotiek, a to (1) bratislavského a (2) orešianskeho príkrovu. Bratislavský príkrov obsahuje dve základné jednotky (Putiš, 1991) – (a) vyššiu pernecko-harmónsku a (b) spodnú pezinsko-mariansku. Pernecko-harmónska jednotka tvorí metamorfný plášť modranského masívu a zahŕňa pernecký a harmónsky vývoj, kým mariansko-pezinská pezinský a mariansky vývoj.

Doterajšie schémy litologického členenia

Cambel (1954) pokladal komplex metasedimentov a metabazitov kryštalinika Malých Karpát za viac-menej jednotný litostratigrafický celok, zaviedol preň označenie pezinsko-pernecké kryštalinikum, ale prevažne pre litologickofaciálne odlišnosti v ňom vyčlenil osobitnú regionálnu jednotku – harmónsku sériu.

Podľa Cambela (l. c.) pezinsko-pernecké kryštalinikum tvoria rozličné typy psamitických, v menšej miere pelitických metasedimentov, miestami s obsahom organickej hmoty, ďalej metabazity typu masívnych magmatogénnych amfibolitov (bazalty), aktinolitové bridlice (bazaltové vulkanoklastiká) a hrubozrnné amfibolity (metagabrá). S bazaltovým vulkanizmom je v tomto kryštaliniku spätá aj sulfidická mineralizácia, koncentrujúca sa hlavne v čiernych bridliciach tzv. produktívnych zón (Cambel, 1959).

Podľa Cambela (1954, 1958, in Buday et al., 1962) sa harmónska séria vyznačuje častejším striedaním psamitickej a pelitickej zložky a objavujú sa v nej aj vrstvy vápenca organogénneho pôvodu s polohami bazaltových vulkanoklastík.

Komplex metamorfovaných magmatitov a metasedimentov malokarpatského kryštalinika podrobnejšie rozčlenil Putiš (1987), celý označil za malokarpatskú skupinu a rozdelil na dve formácie – spodnú A a vrchnú B. Spodná obsahuje hruborytmický až jemnorytmický flyš vo vrchnej časti s tenkými polohami bazaltov a ich pyroklastík, pre vrchnú sú charakteristické tmavé kvarcity, bridlice a vápencový horizont, nad ktorým leží mohutný výlev bazaltov so sprievodnými tufovými polohami a žilnými telesami gabrodioritu. Plašienka a Putiš (1987) na základe regionálnych odlišností a tektonickej pozície definovali (1) pezinský, (2) pernecký, (3) harmónsky a (4) doliansky litologický vývoj. Všetky okrem dolianskeho obsahujú formáciu A aj B.

Odlišnú schému litostratigrafického členenia navrhol Hovorka (1985, in Grecula a Hovorka, 1987). Celé malokarpatské kryštalinikum označil ako skupinu Pezinskej Baby a vyčlenil tri formácie – (1) pernecku, tvorenú prevažne metabazitmi, (2) pezinskú, obsahujúcu hlavne klastické sedimenty vrátane čiernych bridlíc s vložkami bázických vulkanitov a vulkanoklastík, a (3) harmónsku, totožnú s harmónskou sériou v zmysle Cambela (1954, 1962).

Naša nová schéma litostratigrafického členenia komplexu metamorfovaných magmatických a sedimentárnych hornín kryštalinika Malých Karpát vznikla na základe geochemického výskumu metabazaltov a metasedimentov, ktorý priniesol nové poznatky o protolite a geodynamickom prostredí vzniku týchto hornín (Ivan et al., 2001), a člení ho na dve novodefinované litostratigrafické skupiny – (1) pernecku a (2) pezinskú (obr. 1). Komplexným zhodnotením dôvodov na zavedenie tejto schémy, ako aj podrobnou charakteristikou obidvoch nových litostratigrafických skupín sa zaoberáme v ďalších častiach tejto štúdie.

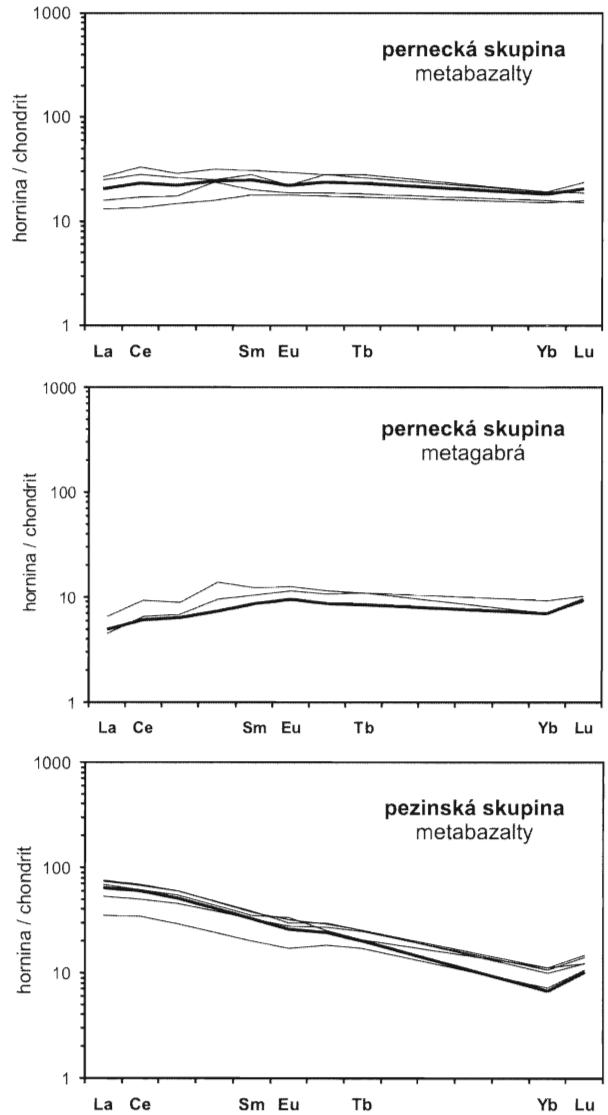
Nové výsledky geochemického výskumu metamorfovaných bázických magmatitov a sedimentov

Prevládajúcim horninovým typom v staropaleozoickom fundamente Malých Karpát sú metabazity (hlavne metabazalty) a metasedimenty a v menšej miere sú zastúpené aj čierne bridlice a zriedka i vápenec.

Metabazity už dávnejšie geochemicky skúmal Cambel a Kupčo (1965), Cambel a Spišiak (1979) resp. Cambel a Kamenický (1982), ale ich výskum okrem konštatovania podobnosti s oceánskymi tholeiitmi priniesol iba všeobecnú geochemickú charakteristiku týchto hornín, zodpovedajúcu súvekej úrovni poznatkov a analytických možností.

V metasedimentoch sa podľa distribúcie hlavných **prvkov** identifikoval prevažne drobový protolit týchto hornín (Mikloš, 1989; Cambel et al., 1990b). Najlepšie výsledky sa dosiahli pri štúdiu čiernych bridlíc (Cambel a Khun, 1983, 1985; Cambel et al., 1981, 1985, Khun, 1985a, b, Rojkovič a Khun, 1997), pri ktorom sa zistili geochemické rozdiely medzi čiernymi bridlicami z harmónskej série a tzv produktívnych zón.

Principiálne nové poznatky s významným genetickým dosahom priniesol geochemický výskum metabazitov a metasedimentov založený na výsledkoch nových analýz a v menšej miere aj na reinterpretácii už publikovaných analytických údajov (Ivan et al., 2001; Ivan a Méres, 2003; Ivan, in press). Skúmali sa najmä stopové prvky,



Obr. 2. Chondritovo normalizované obrazy REE v metabazaltoch Malých Karpát. Metabazalty perneckej skupiny (výrazne vzorka VMK-48) a metagabrá perneckej skupiny (výrazne vzorka VMK-7) majú ploché obrazy blízke normálnym bazaltom stredooceánskych chrbtov (N-MORB). Metabazalty pezinskej skupiny (výrazne vzorka VMK-21) majú odlišné obrazy, indikujúce diferencované obohatenie LREE/HREE. Analýzy zvýraznených vzoriek sú v tab. 1 Ostatné analýzy sú z práce Ivana et al. (2001) a nepublikované údaje. Normalizácia podľa Evensena et al. (1978).

Fig. 2. Chondrite normalized REE patters of the metamorphosed basalts from the Malé Karpaty Mts. Metabasalts of the Pernek Group (bold line – sample VMK-48) and metagabbros from the same group (bold line – sample VMK-7) display flat patterns similar to normal mid-ocean ridge basalts (N-MORB)/gabbros. Patterns of metabasalts from the Pezinok Group (bold line – sample VMK-21), different in shape, indicate differentiated LREE/HREE enrichment. Analyses of samples with bold patterns are concentrated in Tab. 1 Other data sources: Ivan et al. (2001) and unpublished data. Normalization by Evensen et al. (1978).

Tab. 1

Vybrané chemické analýzy základných typov metamorfovaných magmatických a sedimentárnych hornín perneckej a pezinskej skupiny
Selected chemical analyses of the main types of metamorphosed magmatic and sedimentary rocks from the Pernek and Pezinok Groups

	pernecká skupina				pezinská skupina		
Por. č. vz.	1	2	3	4	5	6	7
Čís. vzorky	41A	RMK-13	VMK-48	VMK-7	RMK-5b	19A	VMK-21
SiO_2	75,82	89,78	46,48	43,81	59,00	65,86	47,07
TiO_2	0,47	0,22	1,74	0,59	0,89	0,69	2,25
Al_2O_3	7,48	3,35	15,05	25,00	18,98	12,96	12,12
Fe_2O_3	5,85	0,47	11,78	5,13	6,21	2,57	14,45
MnO	0,01	0,02	0,18	0.11	0,07	0,05	0,21
MgO	0,41	0,49	6,66	5,34	2,85	1,82	14,16
CaO	0,26	0,62	12,02	11.18	2,11	5,64	6,68
Na_2O	0,31	0,29	2,11	2,62	5,43	0,21	1,47
K_2O	1,54	0,12	0,90	0,78	2,15	3,99	0,08
P_2O_5	–	0,03	0,16	0,05	0,17	0,00	0.30
H_2O^-	0,27	0,48	0,22	0,41	0,70	0,25	0,13
str. žíh.	7,44	4,20	2,62	5,08	1,41	5,87	0,91
Spolu:	99,86	100,07	99,92	100,10	99,97	99,91	99,83
C_{org}	2,84	–	–	–	–	5,02	–
Cr	87*	78	231	196	65	295*	620
Ni	41*	15	58	80	32	12*	290
Co	3*	23	45	24	17	3*	69
Sc	11,3	6,6	44,5	18,5	6,5	21,7	23
V	590*	292*	–	–	128*	480*	–
Rb	80	5*	45	38	74*	234	15
Ba	200*	190*	–	–	900*	–	–
Sr	30*	42*	282	16	285*	123*	70
Ta	0,30	0,35	0,30	0,03	0,81	1,10	1,25
Nb	–	7	5	–	16	–	16
Hf	2,9	2	2,9	0,97	5,5	5,6	3,5
Zr	139*	109*	105	50	223*	148*	134
Th	2,1**	2,5	0,1	0,1	9,7	11,1**	2,0
U	14,0**	10,6	0,2	0,2	2,7	9,9**	0,2
La	21	3,7	5,1	1,2	28	27.4	15,6
Ce	32,8	7,3	15	3,9	67	58	38,5
Sm	5,4	1,1	3,8	1,35	6,4	5,2	5,1
Eu	1,20	0,29	1,3	0,55	1,7	1,2	1,5
Tb	0,7	0,22	0,88	0,32	0,93	1,2	0,75
b	3,1	1,3	3	1,15	2,5	2,3	1,1
Lu	0,5	0,281	0,52	0,236	0,56	0,3	0,26

Hlavné prvky (v hmot. %) a V, Rb, Sr, Nb, Zr boli stanovené metódou XRF; Cr, Ni, Co, Sc, Ta, Hf, Th, U a REE INAA v ÚL ČSUP v Stráži pod Ralskem. * – prvky stanovené OES metódou,** – prvky stanovené gamaspektrometricky, C_{org} – v % stanovené konduktometricky.
Lokalizácia vzoriek:
41A – čierna bridlica, Pernek, halda štôlne Horná Karol (prevzaté z práce Cambel et al., 1981, a Cambel a Khun, 1983)
RMK-13 – metasilicit s organickou hmotou, Kuchyňa, dolina Modranského potoka, 0,5 km na J od kuchynského revíru, hrebienok asi 100 m od ústia potoka pritekajúceho zľava
VMK-48 – metabazalt, Borinka, kóta Svätý vrch (445 m n. m.), asi 250 m na JZ od kóty (Ivan et al., 2001)
VMK-7 – metagabro, Pernek, lom pri ceste na Babu, 400 m na V od obce
RMK-5b – metapelit, Kuchyňa, severný svah doliny Vývrať, 500 m n. m., odkryv v zárezе lesnej cesty
19A – čierna bridlica, Dubová, Fúgeľka (prevzaté z práce Cambel et al., 1981, a Cambel a Khun, 1983)
VMK-21 – metabazalt, Harmónia, údolie na jz. svahu Dolinkovského vrchu, rozsypový odkryv nad zárezom cesty asi 200 m na SZ od hranice lesa (Ivan et al., 2001)

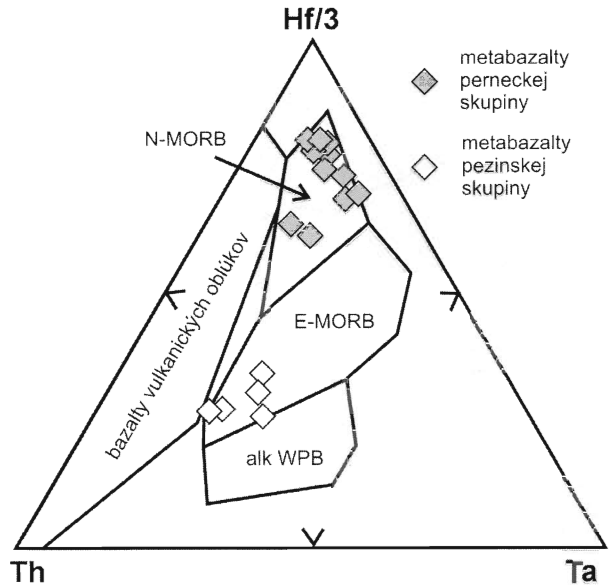
Major elements (wt. %) and V, Rb, Sr, Nb and Zr were determined by XRF; Cr, Ni, Co, Sc, Ta, Hf, Th, U and REE by INAA in the Central laboratories of Czechoslovak Uranium Industry in Stráž p. Ralskem (Czech Republic. * – elements determined by OES, ** – elements determined by gamaspectrometry. C_{org} (in wt. %) was analysed by conductometric method.
Sample location:
41A – black schist, Pernek Group, pit dump of the Upper Karol Gallery (taken from Cambel et al., 1981 and Cambel and Khun, 1983)
RMK-13 – metachert with organic matter, Pernek Group, Modranský potok valley, 0.5 km to S of Kuchynský revír area, small ridge ca 100 m from the estuary of the left tributary of the Modranský potok brook
VMK-48 – metabasalt, Pernek Group, Borinka village, Svätý vrch hill (445 m a. s. l.), ca 250 m SW of the top of hill (Ivan et al., 2001)
VMK-7 – metagabbro, Pernek Group, Pernek village, quarry near the road to Baba saddle, 400 m to E from village
RMK-5b – metamorphosed pelitic sediment, Pezinok Group, Kuchyňa village, N slope of the Vývrať valley, 500 m a. s. l., outcrop in the forest lane
19A – black schist, Pezinok Group, Dubová, gamekeeper's cottage Fúgeľka (take from Cambel et al., 1981 and Cambel and Khun, 1983)
VMK-21 – metabasalt, Harmónia village, valley on the SW slope of the Dolinkovský vrch hill, debris outcrop near the forest lane, ca 200 m NW from the forest boundary (Ivan et al., 2001)

o ktorých sa predpokladá, že sú „immobilné" v metamorfných a hydrotermálnych fluidách a súčasne petrologicky významné. Spravidla sa medzi ne zaraďujú HFSE (*high-field strength elements* – Zr, Nb, Hf, Th a Ta), REE, ako aj Y, Sc, Ti a Cr (Taylor a McLennan, 1985; Bhatia a Crook, 1986; Grauch, 1989; Schlaegel-Blaut, 1990; Rollinson, 1993). Z ich distribúcie sa v prípade metabazitov dá odvodiť geochemický typ, plášťový zdroj a geodynamické prostredie ich sedimentácie, ako aj charakter materiálu prinášaného zo zdroja.

Metabazalty Malých Karpát sa na geochemický výskum vyberali na základe reliktných magmatických štruktúr a výber sa kontroloval použitím diagramu TiO_2 vs. Al_2O_3 (Pearce, 1984, in Miller a Thöni, 1997), podľa ktorého analyzované vzorky zložením zodpovedajú bazaltovým taveninám alebo frakcionovaným Fe bazaltom. Súbor vzoriek obsahoval metabazalty nerovnako postihnuté periplutonickou resp. kontaktnou metamorfózou s premenami zodpovedajúcimi fácii zelených bridlíc až vyššej amfibolitovej fácii.

Výsledky geochemického štúdia potvrdili, že prevažná časť malokarpatských metabazaltov bez ohľadu na stupeň ich metamorfnej premeny patrí do jednotného geochemického typu (obr. 2), pre ktorý sú charakteristické ploché chondritovo normalizované obrazy REE (La_N/Yb_N = 0,87–1,39) a ochudobnenie o ľahké REE (LREE; La_N/Sm_N = 0,66–0,89). Takéto charakteristiky sú typické pre normálne bazalty stredooceánskych chrbtov (N-MORB) generované z ochudobneného plášťového zdroja (DMM). Príslušnosť do tohto geochemického typu bazaltov potvrdzuje aj distribúcia ďalších immobilných inkompatibilných prvkov. Vyplýva to z aplikácie všetkých relevantných diskriminačných diagramov (Ivan et al., 2001). Do rovnakého geochemického typu ako metabazalty patria aj s nimi asociujúce metagabrá (Ivan, in press). Ich normalizovaný obraz REE je blízky tzv. vrchným gabrám klasického ofiolitového profilu bez znakov kumulácie plagioklasu (bez Eu anomálie; obr. 2). Metabazalty a metagabrá blízke typu N-MORB tvoria plošne rozsiahle komplexy, v ktorých asociuujú len s malým množstvom metamorfovaných sedimentárnych hornín typu čiernych a aktinolitických bridlíc v tzv. produktívnych zónach. V rámci novej litostratigrafickej klasifikácie sú súčasťou perneckej skupiny.

Do geochemicky odlišného typu patria metabazalty tvoriace drobné telesá v metasedimentárnych horninových komplexoch (v novej litostratigrafickej schéme sú súčasťou pezinskej skupiny). Sú typické nakloneným normalizovaným obrazom REE (obr. 2), ktorý odráža diferencované obohatenie medzi ľahkými a ťažkými prvkami skupiny vzácnych zemín (LREE/HREE) pri súčasnom obohatení o LREE (La_N/Yb_N = 4,83–9,58, LaN = 35,2–74,8). Odlišná je aj distribúcia ostatných immobilných inkompatibilných prvkov (Ivan et al., 2001), a tak sú geochemicky blízke tholeiitom oceánskych ostrovov (OIT) resp. až kontinentálnym tholeiitom (CT) produkovaných z obohatených plášťových zdrojov. Rozdielnosť v geochemickej charakteristike metabazaltov obidvoch typov je zrejmá aj v diskriminačnom diagrame Hf/3–Th–Ta



Obr. 3. Metabazalty Malých Karpát v diskriminačnom diagrame Hf/3–Th–Ta (Wood, 1980). N-MORB – normálne bazalty stredooceánskych chrbtov, E-MORB – obohatené bazalty stredooceánskych chrbtov (a tiež tholeiity oceánskych ostrovov – OIT), alk WPB – alkalické vnútroplatňové bazalty. Analýzy sú v tab. 1, v práci Ivana et al. (2001) a nepublikované údaje (normalizácia podľa Evensena et al., 1978).

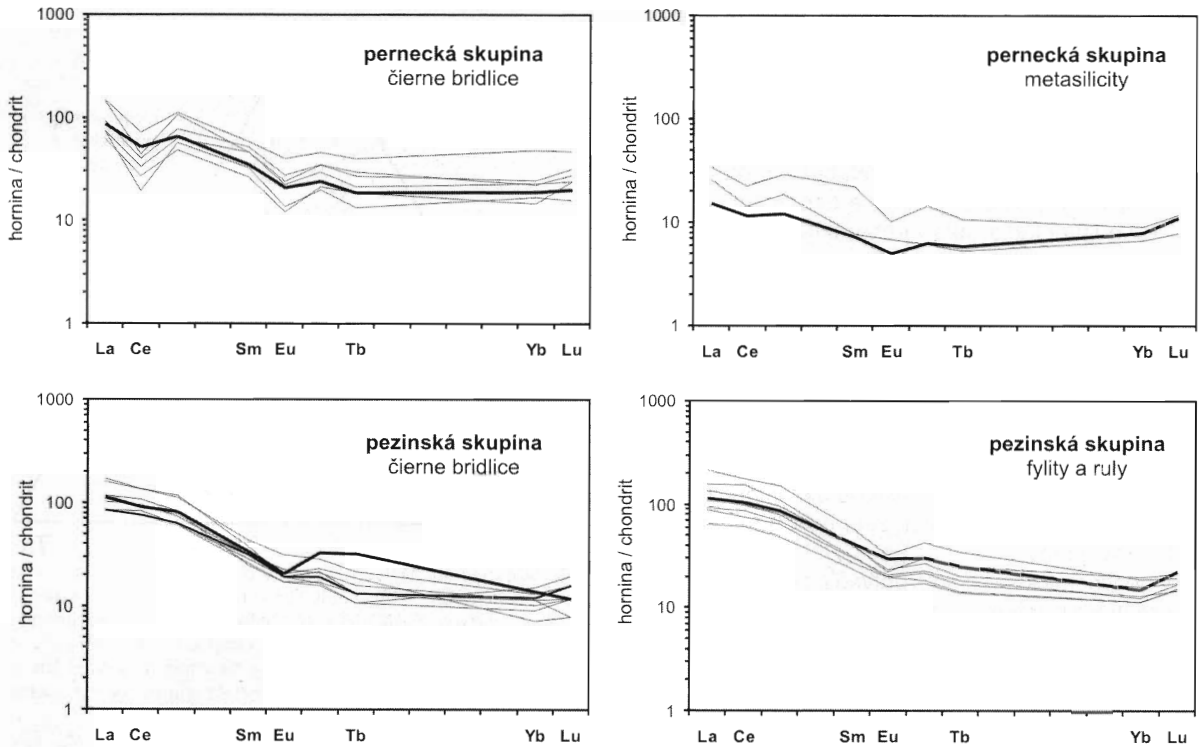
Fig. 3. Metabasalts from the Malé Karpaty Mts. crystalline basement complex in the Hf/3–Th–Ta discriminant diagram by Wood (1980). N-MORB – normal mid-ocean ridge basalt, E-MORB – enriched mid-ocean ridge basalt (and also tholeiites of oceanic islands – OIT), alk WPB – alkali within-plate basalts. Data sources: Tab. 1, Ivan et al. (2001) and unpublished data. Normalization by Evensen et al. (1978).

(Wood, 1980; obr. 3) a je odrazom odlišného geodynamického prostredia vzniku.

Metasedimenty Malých Karpát sa na geochemický výskum vyberali tak, aby v zmysle Plašienku a Putiša (1987) zahŕňali rôzne regionálne litologické vývoje a súčasne reprezentovali aj rozličné zrnitostné typy. Vo výbere sa prihliadalo aj na stupeň metamorfnej premeny, a tak súbor analyzovaných metasedimentov obsahuje vzorky s petrografickými charakteristikami varírujúcimi od fylitov až po rozmanité typy ruly a kontaktných rohovcov. Na geochemické štúdium sa využili originálne výsledky autorov tejto štúdie a publikované výsledky (Cambel et al., 1981, 1985, 1990b, Cambel a Khun, 1983; Ivan et al., 2001).

Podľa litofaciálnych, petrografických a geochemických kritérií, ako aj podľa priestorovej väzby na dva rozdielne typy metabazitov sa metasedimenty Malých Karpát rozdelili na tieto geneticky odlišné skupiny: 1) metasedimenty tvoriace plošne rozsiahle komplexy mimo komplexu metabazitov a 2) metasedimenty z komplexov metabazitov (t. j. metasedimenty z tzv. produktívnych zón). V novej schéme litostratigrafického členenia sú súčasťou pezinskej resp. perneckej skupiny.

Metasedimenty ležiace mimo komplexu metabazitov sú reprezentované rôznymi typmi fylitov a ruly. Vertikálne sa často striedajú polohy s odlišnou zrnitosťou. V jemnozrnnejších typoch je častá aj prímes organického materiálu (majú charakter čiernych bridlíc, najmä harmónska séria v zmysle Cambela, 1954) a sporadicky sa



Obr. 4. Chondritovo normalizované obrazy REE v čiernych bridliciach (výrazne vzorka 41A) a metasilicitoch (výrazne vzorka RMK-13) perneckej skupiny, ako aj v čiernych bridliciach (výrazne vzorka 19A), fylitoch a rulách (výrazne vzorka RMK-5b) pezinskej skupiny. Analýzy zvýraznených vzoriek sú v tab. 1, ostatné sú z práce Cambela a Khuna (1983), Ivana et al. (2001) a nepublikované údaje.

Fig. 4. Chondrite normalized REE patterns of black schists (bold line – sample 41A) and metamorphosed cherts (bold line – sample RMK-13) of the Pernek Group as well as in black schists (bold line – sample 19A), phyllites and gneisses (bold line – sample RMK-5b) of the Pezinok Group. Analyses of samples with bold patterns – see Tab. 1 Other data sources: Cambel and Khun (1983), Ivan et al. (2001) and unpublished data.

v nich vyskytujú metabazalty geochemicky blízke tholeiitom oceánskych ostrovov (OIT) resp. až kontinentálnym tholeiitom (CT) a metakarbonáty.

Geochemické parametre (obsah hlavných prvkov, prvkov HFSE, REE, Sc, Ti a Cr) zo vzoriek fylitov, ruly a takisto aj z kontaktných rohovcov sa vždy prekrývajú v rámci jedného spoločného trendu/poľa. Z toho je zrejmé, že chemické zloženie študovaných metasedimentov zásadne neovplyvňuje intenzita metamorfózy a že variabilitu v ich chemickom zložení evidentne spôsobuje charakter protolitu.

Pre fylity, ruly a čierne bridlice vystupujúce mimo komplexu metabazitov sú typické prakticky paralelné chondritovo normalizované obrazy REE (obr 4), čo poukazuje na rovnakú zdrojovú oblasť a charakter protolitu. Rozdiely v celkovej sume REE vyplynuli z primárnej zrnitosti protolitu – vyšší obsah REE bol v jemnozrnnejších typoch. Pre všetky uvedené petrografické typy metasedimentov je charakteristická aj negatívna Eu anomália, ktorej hodnota ($Eu/Eu^* = 0,6–0,8$) varíruje v intervale typickom pre droby (obr. 4).

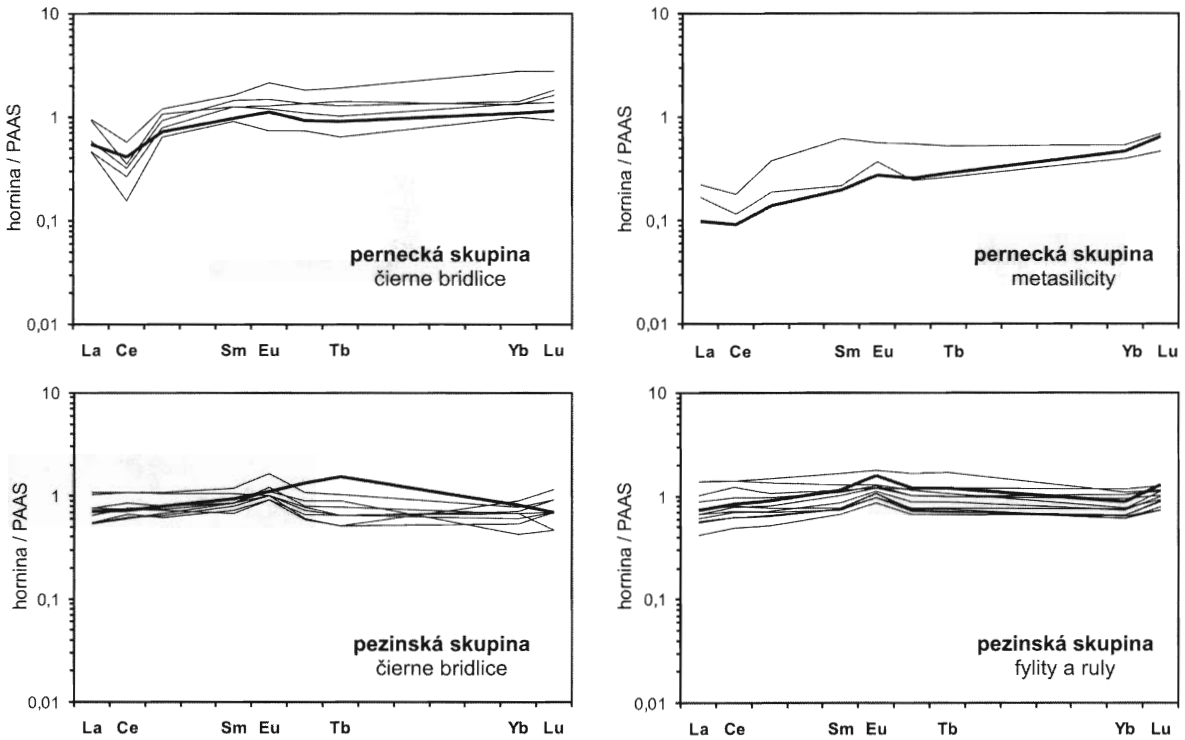
Aj obrazy REE normalizované na PAAS (obr. 5) sú paralelné, situované pod hodnotou typickou pre PAAS (1) a majú pozitívnu Eu anomáliu, ktorá poukazuje na vyššiu koncentráciu plagioklasov v protolite. Potvrdzuje to predchádzajúce zistenie o drobovom protolite.

Fylity, ruly a čierne bridlice tejto genetickej skupiny metasedimentov (obr. 4) sú 1. charakteristické vysokou hodnotou LREE/HREE (20–60) a ΣREE (70–190), 2. variabilitou hodnoty La/Yb (7–30), ktorú spôsobuje primárna zrnitosť protolitu (vyššia hodnota charakterizuje jemnozrnnejšie frakcie), 3. stabilnou hodnotou La/Ce (okolo 0,5) a 4. tým, že v diagrame Ce/Yb vs. Th/Yb a Th/Yb vs. Ta/Yb tvoria pomerne homogénne pole, čo poukazuje na rovnakú zdrojovú oblasť a protolit.

Hodnoty LREE/HREE vs. ΣREE, La/Yb vs. La/Ce, Ce/Yb vs. Th/Yb a Th/Yb vs. Ta/Yb vo fylitoch, rulách a čiernych bridliciach sú porovnateľné s hodnotami typickými pre priemerné zloženie vrchnej kontinentálnej kôry (UCC – podľa Taylora a McLennana, 1985).

Geochemická charakteristika metasedimentov vystupujúcich mimo komplexu metabazitov poukazuje na to, že protolitom týchto hornín boli klastické sedimenty podobné drobám derivované z magmatických hornín intermediálneho až acidného zloženia (Ivan et al., 2001).

Čierne bridlice patriace do tejto genetickej skupiny metasedimentov kryštalinika Malých Karpát majú mnohé geochemické parametre rovnaké ako metasedimenty bez



Obr. 5. Obrazy REE normalizované na PAAS v čiernych bridliciach (výrazne vzorka 41A) a metasilicitoch (výrazne vzorka RMK-13) perneckej skupiny, ako aj v čiernych bridliciach (výrazne vzorka 19A), fylitoch a rulách (výrazne vzorka RMK-5b) pezinskej skupiny. Analýzy zvýraznených vzoriek sú v tab. 1 (PAAS – priemerné zloženie postarchaickej austrálskej bridlice podľa Taylora a McLennana, 1985.)

Fig. 5. PAAS normalized REE patterns of black schists (bold line – sample 41A) and metamorphosed cherts (bold line – sample RMK-13) of the Pernek Group as well as in black schists (bold line – sample 19A), phyllites and gneisses (bold line – sample RMK-5b) of the Pezinok Group. Data sources: see Fig. 4. PAAS (Proterozoic Australian Argillaceous Shale) normalization by Taylor and McLennan (1985).

organickej hmoty (obr. 4, 5, 6). Podľa toho možno konštatovať, že sa derivovali z rovnakej zdrojovej oblasti a mali podobný protolit. Protolit čiernych bridlíc – na rozdiel od metasedimentov bez organickej hmoty – tvorila jemnozrnná droba.

Reprezentantmi metasedimentov z komplexu metabazitov (t. j. z tzv. produktívnych zón) sú veľmi jemnozrnné laminované metasilicity s organickou hmotou a veľmi jemnozrnné čierne bridlice vystupujúce spolu s aktinolitickými a chloriticko-aktinolitickými bridlicami, metabazaltmi, metagabrodoleritmi a metagabrami blízkymi typu N-MORB. Ich typickým sprievodným znakom je sulfidická mineralizácia.

Metasilicity a čierne bridlice tejto genetickej skupiny metasedimentov majú viditeľne odlišné chondritovo normalizované obrazy REE ako metasedimenty predchádzajúcej skupiny (obr. 4). Je pre ne typická výrazná negatívna Ce anomália a negatívna Eu anomália. Metasilicity majú v porovnaní s čiernymi bridlicami nižšiu sumu REE, čo spôsobuje vysoký obsah kremeňa (až okolo 90 hmot. %).

Obrazy REE normalizované na PAAS (obr. 5) poukazujú na relatívne ochudobnenie o LREE a obohatenie o HREE v porovnaní s PAAS, majú negatívnu Ce anomáliu a sú bez pozitívnej Eu anomálie alebo s ňou.

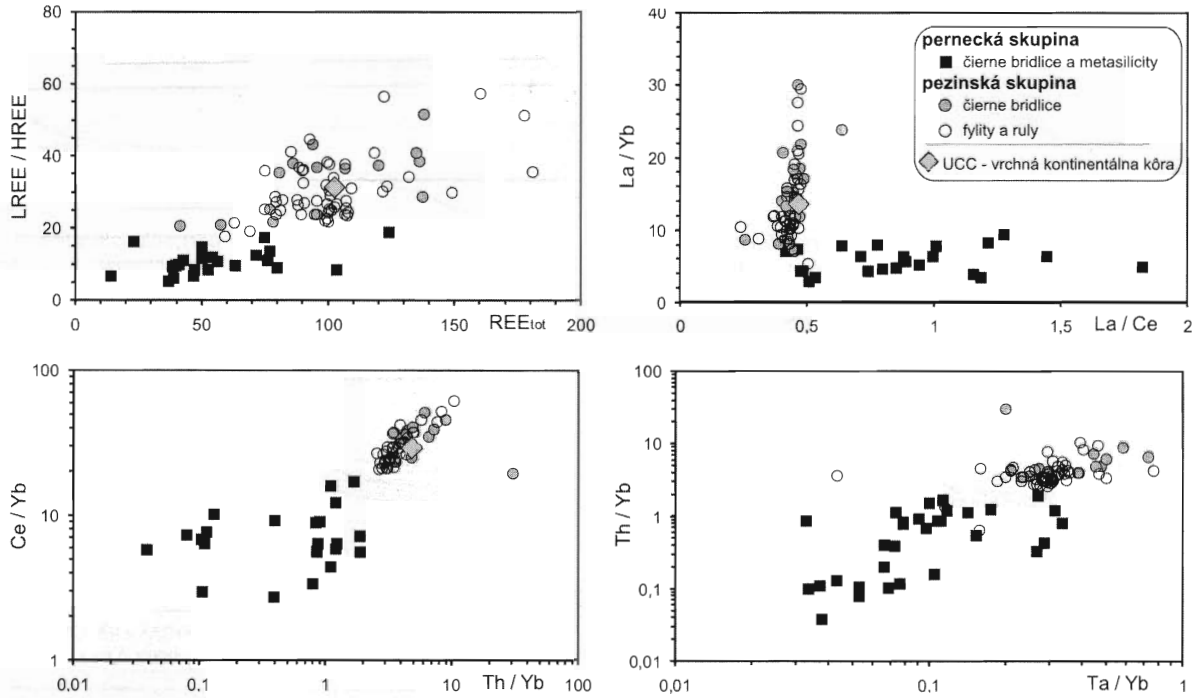
Metasilicity a čierne bridlice z komplexu metabazitov (obr. 6) sú

1. charakteristické nízkou hodnotou LREE/HREE (do 20) a ΣREE (väčšina do 80), 2. majú stabilnú hodnotu La/Yb (do 10) a variabilnú hodnotu La/Ce (0,5–1,5) a 3. v diagramoch Ce/Yb vs. Th/Yb a Th/Yb vs. Ta/Yb vytvárajú spoločné pole, čo poukazuje na rovnaké prostredie sedimentácie (oceánske), odlišné od prostredia sedimentácie čiernych bridlíc vystupujúcich mimo komplexu metabazitov.

Chemické zloženie metasilicitov poukazuje na to, že ich protolitom boli chemogénne(?)/organogénne(?) pelagické laminované silicity s organickou hmotou a protolitom čiernych bridlíc pelagický íl s organickou hmotou (Ivan a Méres, 2003).

Mnohé geochemické parametre tejto genetickej skupiny metasedimentov vrátane aktinolitických a chloriticko-aktinolitických bridlíc majú výraznú afinitu k zloženiu N-MORB bazaltov, čo signalizuje, že oceánske sedimentačné prostredie (abysálna plošina) významne ovplyvnili dezintegrované bazity N-MORB typu, ktoré považujeme za protolit aktinolitických a chloriticko-aktinolitických bridlíc.

Výsledky geochemického štúdia v rámci metabazitov, ako aj metasedimentov potvrdili existenciu dvoch geneticky odlišných skupín týchto hornín, ktoré museli vznikať na rozdielnych miestach a v rozdielnom geodynamickom prostredí. Pre jestvujúce priestorové väzby medzi metabazitmi a metasedimentmi možno konštatovať, že sa v malokarpatskom kryštaliniku popri sebe vyskytujú dva vulkanickosedimentárne komplexy, a to (1) oceánsky (komplex metabazitov typu N-MORB s hlbokovodnými



Obr. 6. Variabilita distribúcie stopových prvkov metasedimentov perneckej a pezinskej skupiny demonštrovaná diagramami LREE/HREE vs. REEtot, La/Yb vs. La/Ce, Ce/Yb vs. Th/Yb, Th/Yb vs. Ta/Yb svedčiaca o odlišnom protolite metasedimentov a prostredia sedimentácie. UCC – priemerné zloženie vrchnej kontinentálnej kôry podľa Taylora a McLennana (1985). Analýzy ako pri obr. 4.

Fig. 6. Variability of trace element distribution in the metamorphosed sedimentary rocks of the Pernek and Pezinok Groups demonstrated by LREE/HREE vs. REEtot, La/Yb vs. La/Ce, Ce/Yb vs. Th/Yb and Th/Yb vs. Ta/Yb diagrams which follows from differences in protolith and provenance of the sediments. UCC – mean upper continental crust by Taylor and McLennan (1985).

oceánskymi sedimentmi v tzv. produktívnych zónach) a (2) riftogénny z prostredia blízkeho kontinentálnemu (komplex metasedimentov odvodených od kontinentálnych magmatitov s metabazaltmi typu kontinentálnych tholeiitov). Ich súčasná priestorová previazanosť je výsledkom neskoršieho tektonického zblíženia, ale nijaká z doteraz navrhnutých schém litostratigrafického členenia to nereflektuje. Preto bola nevyhnutná ich principiálna revízia a tá viedla k úplne novej schéme litostratigrafického členenia malokarpatského kryštalinika s novodefinovanými jednotkami.

Nová schéma litostratigrafického členenia kryštalinika Malých Karpát

Navrhovaná schéma rozdeľuje kryštalinikum Malých Karpát na dve litostratigrafické jednotky: (1) ***pernecký skupinu,*** tvorenú z hornín oceánskeho pôvodu, a (2) ***pezinskú skupinu,*** reprezentovanú prevažne kontinentálnymi horninami. Obidva termíny sa zvolili tak, aby vystihovali jednak miesta s ich typickým výskytom a zároveň zachovali aj kontinuitu s doteraz používanou terminológiou bez zbytočného zavádzania nových názvov. Napriek lexikálnej podobnosti termínov je ich obsah iný ako v klasifikácii Greculu a Hovorku (1987), navyše sa pri nich po prvý raz používa označenie skupina. Zo všetkých ostatných stránok sa nové stratigrafické jednotky definujú v súlade s odporučeniami Medzinárodnej subkomisie pre stratigrafickú klasifikáciu IUGS (Murphy a Salvador, 1999).

Pernecká skupina

Pernecká skupina dostala názov podľa obce Pernek, v okolí ktorej sa vyskytuje v typickom vývoji. V kryštaliniku Malých Karpát spravidla vystupuje v podobe tektonicky vymedzených úzkych pruhov zvyčajne ešte rozbitých priečnymi zlomami do izolovaných blokov. Jeden z pruhov sa tiahne medzi jv. úpätím Dúbravskej Hlavice (356,6) a Svätým vrchom (445,1) a lemuje bratislavský masív zo SZ, ďalší leží medzi Altenbergom na SZ od Pezinka a Tureckým vrchom a menší prechádza cez vrchol Modranskej Baby (646,0) a Gajdoša (650,5). Najsevernejším výskytom skupiny je malý pruh metabazitov medzi Častianskou dolinou a dolinou Zabité. Najväčší priestor zaberá v oblasti v tvare trojuholníka s vrcholmi na S od vápencového lomu Pezinok-Stupy, na Z od obce Pernek a na južných svahoch doliny Modranského potoka, kde sú aspoň tri opakujúce sa pruhy usporiadané do vejára otvárajúceho sa na SZ. Aj nesúvislé výskyty metabazitu v pruhu smeru V–Z v bratislavskom masíve medzi horárňou Kačín a sv. okrajom Rače, interpretované doteraz ako utopené kryhy v granitoidoch, patria do perneckej skupiny rovnako ako malý výskyt na úpätí severného svahu Okopanca (518,2) na J od Košariska. Tektonické podložie perneckej skupiny

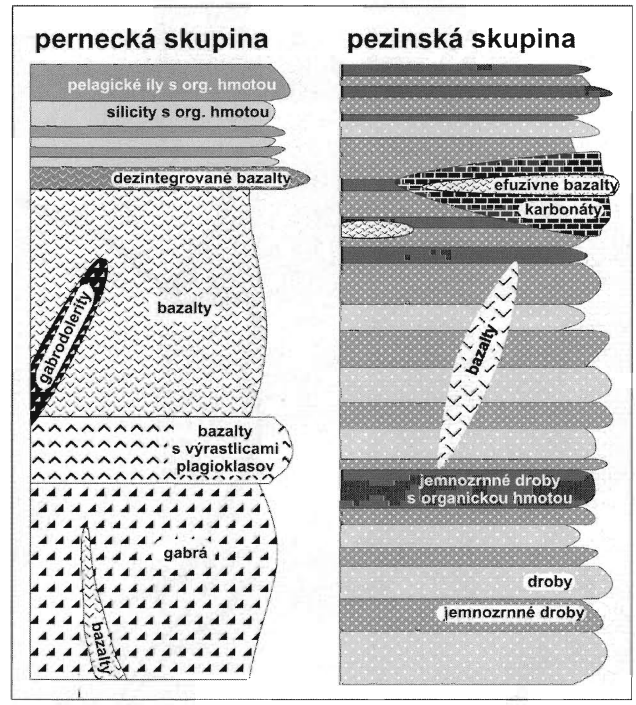
tvorí pezinská skupina, tektonické nadložie alpínsky nasunuté granitoidy bratislavského masívu resp. vyššia šupina zložená zo sendviča hornín pezinskej a perneckej skupiny, spravidla silnejšie periplutonicky metamorfovaných. Horninovými komplexmi perneckej skupiny na niekoľkých miestach prenikajú malé granitoidové telesá. Pri doline Vývrat sa zachovali dôkazy o existencii stratigrafického nadložia perneckej skupiny v podobe neptunických dajok jurského vápenca.

Pernecká skupina je rozčlenenou neúplnou metamorfovanou ofiolitovou sekvenciou reprezentujúcou najvrchnejšiu časť pôvodnej oceánskej kôry (jej idealizovaná litostratigrafická schéma je na obr. 7) Rekonštruovať pôvodnú magmatickú stratifikáciu v teréne pre intenzívne rozblokovanie a tektonickú redukciu, ako aj zotretie detailnejších znakov pôvodných magmatických štruktúr prakticky nemožno

Dominujúcim horninovým typom skupiny sú metabazity. Hoci sa zriedka v reliktnej forme zachovali magmatické štruktúry – gabrová, ofitická alebo intersertálna, identifikovať pôvodnú magmatickú horninu spravidla možno len na základe zastúpenia, rozmiestnenia a veľkosti zachovaných indivíduí plagioklasu. Prevažná časť metabazitov skupiny pôvodne zrejme predstavovala jemnozrnné až strednozrnné bazalty, kým izotropné gabrá sú zastúpené v menšej miere Identifikovali sa aj dolerity, gabrodolerity, ako aj bázický vulkanický materiál s úlomkami čiernych bridlíc. Podľa analógie s typovým profilom oceánskej kôry predstavujú metabazalty v pôvodnej stratigrafii komplexu vyššiu a izotropné gabrá nižšiu úroveň. Výskyt magmaticky zvrstveného gabra a ultrabázických hornín typických pre spodné časti oceánskej kôry sa nezistil. Litostratigraficky najvyššiu časť perneckej skupiny tvoria tenké polohy čiernych bridlíc a metasilicitov vystupujúce spolu s aktinolitickými a chloriticko-aktinolitickými bridlicami (jemnozrnnými metabazitmi, často karbonatizovanými a niekedy s organickou hmotou). Spravidla sú intenzívne impregnované pyritom alebo obsahujú aj polohy a šošovky masívnej pyritovej rudy. Tradične sa označovali ako produktívne zóny.

Typový profil perneckej skupiny vedie od severného úpätia kóty Klokočiny (542,2) cez jej vrchol a ďalej na J až po vrcholovú časť kóty Gašparová (621,1) a zahŕňa relatívne slabo metamorfované gabro (pri úpätí) a rozličné bazaltové typy. Inštruktívny profil najvrchnejšej časti skupiny so striedaním rozličných typov sedimentárnych hornín je v trojuholníku medzi dolinou Modranského potoka, Čertovým kopcom (751,8) a Skalnatou (704,2) a prechádza po hrebeni ostrého chrbta sj. orientácie medzi kótou 438,1 a 688,2.

Geodynamickým prostredím vzniku hornín perneckej skupiny bol rift oceánskeho typu vzdialený od zdrojov kontinentálneho klastického materiálu. Vyplýva to z charakteru plášťového zdroja, z ktorého sa generovala bazaltová magma (ochudobnený zdroj DMM), a z geochemickej charakteristiky čiernych bridlíc a metasilicitov sprevádzajúcich metabazalty tejto skupiny. Prítomnosť frakcionovaných typov bazaltov (Fe bazalty), ktoré sa vyznačujú vyšším celkovým obsahom REE, negatívnou Eu anomáliou a tiež zvýšeným obsahom inkompatibilných prvkov ako je Ti, P, Zr, Th a i., indikuje procesy

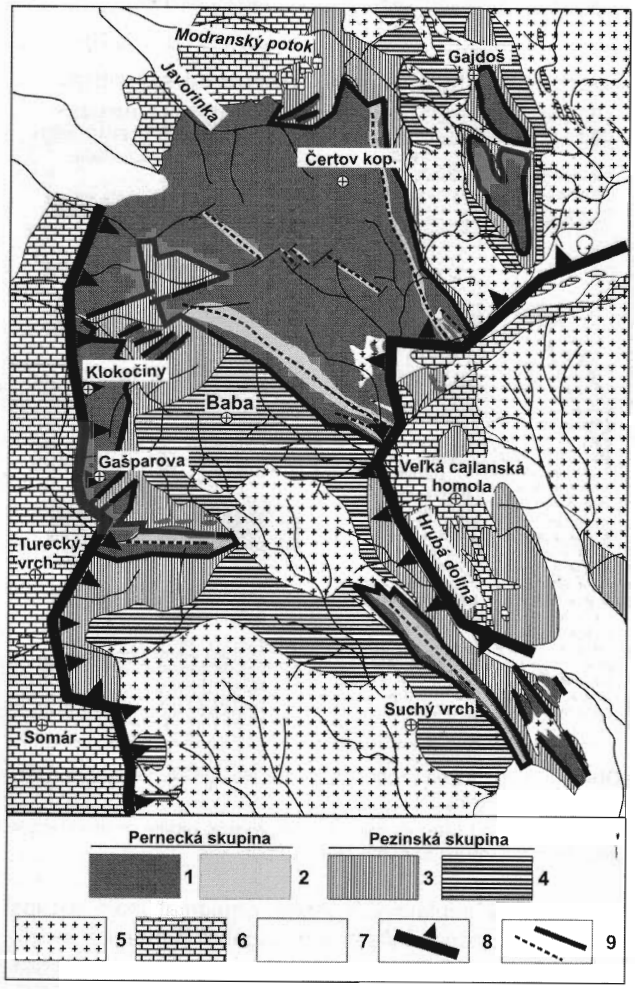


Obr. 7. Idealizované predmetamorfné litologické profily pezinskej a perneckej skupiny

Fig. 7. Idealized pre-metamorphic lithological profile of the Pernek and Pezinok Groups from the Malé Karpaty Mts

formovania kumulátových gabier v magmatickom kozube pod riftovou zónou. Vlastné metagabrá perneckej skupiny nesú iba slabšie znaky kumulácie mafických silikátov a plagioklasu (vyššie #Mg, nižší celkový obsah REE, mierna pozitívna Eu anomália, väčšie ochudobnenie o LREE), typické pre izotropné gabrá z najvyššej časti gabrového komplexu oceánskej kôry. Mierne rozdiely v geochemickej charakteristike metabazaltov medzi lokalitami perneckej formácie svedčia o tom, že je skôr mozaikou niekoľkých tektonicky zblížených segmentov pôvodnej oceánskej kôry ako primárne jednotným blokom. Podľa priestorovej previazanosti s pezinskou skupinou, ktorej sedimentárny materiál pravdepodobne pochádza z kontinentálneho ostrovného oblúka, možno uvažovať o zaoblúkovom pôvode oceánskej kôry v perneckej skupine.

Metamorfná premena perneckej skupiny bola polyštadiálna, ale rozhodujúcu úlohu v metamorfnom vývoji mal tepelný účinok intrudujúcich granitoidov bratislavského a modranského masívu, ktorý sa prejavil nerovnako intenzívnou periplutonickou a kontaktnometasomatickou rekryštalizáciou. Prejavy predintruzívnych metamorfných premien sa zachovali len v podobe indícií. V metagabre sa sporadicky vyskytujú relikty hnedého pargasitického amfibolu vzniknuvšieho v počiatočných vysokoteplotných fázach metamorfózy typu oceánskych riftov (c. f. Hébert a Constantin, 1991). Výskyt stratiformných sulfidických koncentrácií, prežilnenia s obsahom sulfidov a hojnej sulfidickej impregnácie vedno s výskytom textúr, v ktorých sieť žiliek kopíruje fraktúry vznikajúce ako výsledok rýchleho chladnutia pri výleve bazaltovej lávy, spoločne



Obr. 8. Náčrt geologickej stavby kryštalinika Malých Karpát medzi Pernekom a Pezinkom (upravené podľa Maheľa a Cambela, 1972). Medzi pezinskou a perneckou skupinou sa predpokladá príkrovová stavba staršia ako visén (vek intrúzie granitoidov). Naložená alpínska tektonická stavba je podľa Plašienku et al. (1991). 1 – metabazalty a metagabrá, 2 – metasilicity, čierne, aktinolitické a chloriticko-aktinolitické bridlice (1–2 – pernecká skupina), 3 – fylity, 4 – ruly (3–4 – pezinská skupina), 5 – granitoidy, 6 – mezozoikum v celku, 7 – terciér, 8 – násunové línie alpínskych príkrovov, 9 – násunové línie variských príkrovov (zistené, predpokladané).

Fig. 8. Simplified geological map of the area of the Malé Karpaty Mts. basement complex between the Pernek village and Pezinok town (modified according to Maheľ and Cambel, 1972). Pernek and Pezinok Groups are supposed to be in a nappe relation formed in the Pre-Visean time (before granitoid intrusions). Superposed Alpine tectonics according to Plašienka et al. (1991). 1 – metabasalts and metagabbros, 2 – metamorphosed cherts, black schists, actinolite and chlorite-actinolite schists (1, 2 – Pernek Group), 3 – phyllites, 4 – gneisses (3, 4 – Pezinok Group), 5 – granitoids, 6 – Mesozoic, 7 – Tertiary, 8 – Alpine overthrusts, 9 – Variscan overthrusts (found, supposed).

indikujú intenzívnu ranú hydrotermálnu cirkuláciu, s ktorou sa v oceánskych podmienkach spája metamorfóza bazaltu až do podmienok fácie zelených bridlíc. Stratiformné pyritové rudy sa svojím minerálnym zložením (Cambel, 1959; Chovan et al., 1992) zdajú byť metamorfovaným analógom rúd produkovaných na oceánskych resp. zaoblúkových riftoch (cf. Pirajno, 1992). Periplutonická metamorfóza v kombinácii s nasledujúcou viacnásobnou tektonickou aktivitou spôsobili súčasnú variabilitu stupňa metamorfnej premeny v rozličných častiach perneckej skupiny od fácie zelených bridlíc až po spodnú amfibolitovú fáciu. Najslabšie metamorfované metabazity (zelenokamene) vystupujú na sz. okraji kryštalinika od Svätého vrchu s prerušeniami až po dolinu Javorinky pri Kuchyni. Tvorí ich prevažne asociácia dlhostĺpčekovitého horečnatého aktinolitu, klinozoisitu, plagioklasu a titanitu. Zvyšovaním stupňa periplutonickej premeny sa menia na amfibolity. Pôvodný aktinolit je nahradený modrozeleným magnéziohornblendom a v najvyššom stupni hnedozeleným až hnedým tschermakitom alebo pargasitom vystupujúcim v asociácii s plagioklasom a ilmenitom. Amfibolity najvyššieho stupňa premeny sme zistili v oblasti Modranská Baba – Gajdoš (Ivan, in press).

Vek perneckej skupiny nie je doteraz presne určený. Vrchnou hranicou je vek bratislavského a modranského granitoidného masívu (348 ± 4 My; Cambel et al., 1990a), ktoré do hornín perneckej skupiny intrudujú, t. j. hranica turnén-visén. Keďže vek priestorovo zblíženej pezinskej formácie je spodný devón, za najpravdepodobnejší vek perneckej formácie treba pokladať devón až spodný karbón.

Pezinská skupina

Pezinská skupina bola nazvaná podľa mesta Pezinok, kde sú pri jeho sz. časti známe výskyty s variabilným stupňom metamorfnej rekryštalizácie. Priestorové rozšírenie skupiny v rámci malokarpatského kryštalinika do značnej miery korešponduje s výskytmi perneckej skupiny. Zhodná je aj forma výskytu – tektonické pruhy alebo zlomami obmedzené bloky. Súvislý pruh hornín pezinskej skupiny lemuje bratislavský masív zo SZ medzi Švábskym vrchom (359,8) a dolinou Prepadlé, ako aj modranský masív z JV medzi Harmóniou a Hornými Orešanmi, vo veľkej miere vypĺňa priestor medzi obidvomi granitoidnými masívmi a dominuje najmä medzi Pezinkom, Pernekom a Tureckým vrchom (537,9). V menšom rozsahu vystupuje z podložia bratislavského masívu medzi Lamačom a dolinou Vydrice, medzi Modranskou Babou (646,0) dolinou Modranského potoka a dolinou Vývrat, ako aj v okolí Píly-Papierničky. V podobe menších výskytov, spravidla interpretovaných ako utopené kryhy v bratislavskom granitoidnom masíve, vystupuje na sz. okraji Rače a Svätého Jura. V nadloží pezinskej skupiny leží v tektonickej pozícii pernecká skupina a v niektorých miestach sú na ňu nasunuté granitoidy bratislavského masívu. Podložie tvoria granitoidy alebo nie je známe.

Pezinská skupina je komplexom metamorfovaných klastických sedimentov s lokálnym zastúpením karbonátov a bázických vulkanitov reprezentujúcich časť pôvodnej výplne riftogénneho bazéna (jej idealizovaná litologická schéma je na obr. 7). Tektonická redukcia, rozsegmentovanie na samostatné bloky a chýbanie paleontologicky doložených detailných vekových údajov prakticky znemožňujú rekonštrukciu originálneho vrstvového sledu. Prevládajúcim horninovým typom sú metadroby s varírujúcou zrnitosťou a zastúpené sú aj čierne bridlice

(jemnozrnnejšie metadroby s organogénnou prímesou). V niektorých častiach – napr. v pruhu medzi Švábskym vrchom (359,8) a dolinou Prepadlé – prevládajú skôr hrubé polohy metadroby len s podradnejšími jemnozrnnejšími fáciami. Na iných miestach, napr. v doline Modranského potoka, mala sedimentácia až flyšoidný charakter a striedajú sa metapelity a metapsamity. Špecifickým charakterom pôvodnej sedimentácie sa vyznačuje blok pezinskej skupiny medzi Harmóniou a Dubovou, čo vyjadril už Cambel (1954, 1962) termínom harmónska séria. Na rozdiel od ostatných výskytov pezinskej skupiny tu dominujú metapelity, v ktorých vystupujú malé telesá (desiatky až prvé stovky metrov) metakarbonátov a metabazaltov. Metapelity tvoria súvrstvie zložené z vrstiev variabilnej hrúbky (niekoľko m), v ktorom sa striedajú sedimenty bez prímesi organogénneho materiálu so sedimentmi často až charakteru čiernych bridlíc. Metakarbonáty pôvodne predstavovali organogénny vápenec s doteraz zachovanými početnými organickými zvyškami. Z dosiaľ detailne neurčených fosílií sa uvádzajú tentákulity a krinoidy (Buday et al., 1962). Metabazalty tvorili efuzívne až subvulkanické telesá. Dôkazom efuzívnej povahy sú reliktne zachované mandľovcovité až spenené štruktúry alebo aj metahyaloklastity, ktoré súčasne dokumentujú aj izochrónnosť vulkanizmu s karbonátovou sedimentáciou. V subvulkanických typoch sa reliktne zachovala ich porfyrická alebo až subofitická štruktúra.

Typovým profilom pezinskej skupiny, v ktorom možno detailnejšie sledovať litológiu aj metamorfnú premenu, je profil od chatovej osady v Podbabskej doline po hrebeni úzkeho chrbta až na sedlo Baby alebo s ním paralelný profil v zárezе štátnej cesty č. 503 (Pernek – Pezinok) na jz. svahoch hrebeňa Mäsiarsky ostrovec. Typový profil pelitického vývoja pezinskej skupiny s metabazaltmi a metakarbonátmi vedie zo severného okraja obce Dubová po hrebeni malého chrbta na SSZ v dĺžke okolo 1500 m.

Geodynamické prostredie, v ktorom sa pezinská skupina formovala, možno označiť ako riftogénny bazén. Vyplýva to z geochemického typu metabazaltov blízkych tholeiitickým bazaltom oceánskych ostrovov resp. kontinentálnym tholeiitom. Bazalty tohto typu sú známe nielen z kontinentálnych riftov, ale aj z extenzných tylových zón magmatických oblúkov na aktívnych okrajoch kontinentov resp. na ensialických ostrovných oblúkoch (Lawton a McMillan, 1999). Keďže geochemická rekonštrukcia zdroja protolitu metasedimentov pezinskej skupiny poukazuje na jeho možný magmatický charakter blízky andezitom až ryolitom, možno predpokladať pozíciu riftogénneho bazéna v tylovej časti magmatického oblúka.

Pezinská skupina rovnako ako pernecká podľahla nízkostupňovej až strednostupňovej metamorfnej premene so znakmi viacfázového vývoja. Najvýznamnejšiu úlohu plnili metamorfné premeny späté s intrúziami bratislavského a modranského masívu, ktoré mali povahu periplutonickej alebo aj kontaktnej metamorfózy. Najslabšie metamorfované horniny sú lokalizované pozdĺž sz. okraja Malých Karpát, ako aj medzi Harmóniou a Pílou a reprezentujú ich najmä rozličné typy fylitov, čiernych bridlíc a metadroby fácie zelených bridlíc. Ich charakteristickým metamorfným minerálom je chlorit, sericit (muskovit), ilmenit, kremeň ± plagioklas ± biotit (Cambel et al., 1990b) Metamorfity vyššieho stupňa v porovnaní so slabšie metamorfovanými horninami spravidla vystupujú v ich východnom pokračovaní a v mnohých prípadoch sa rast metamorfného stupňa javí ako pozvoľný. Petrograficky zodpovedajú pararulám, zriedkavejšie horninám typu migmatitov. Charakteristickou je metamorfná asociácia, ktorú tvorí biotit ± muskovit ± chlorit ± sericit ± granát ± staurolit ± sillimanit ± plagioklas ± kremeň ± ilmenit (Korikovskij et al., 1984; Broska a Janák, 1985; Cambel et al., 1990b). Zonálnosť granátov indikuje progresívny charakter metamorfózy len s nevýraznými prejavmi slabej retrogresie. Metamorfity so sillimanitom sa bezprostredne viažu na blízkosť granitoidných intrúzií. Podľa Cambela et al. (1990b) metamorfné podmienky neprekročili 500–625 °C a 470–550 MPa. Kontaktná metamorfóza, ktorá v oblasti modranského masívu postihla ako slabo metamorfované, tak aj už periplutonicky metamorfované horniny, indikuje zložitosť a viacfázovosť formovania granitoidnej intrúzie. Vznikli rôzne druhy kontaktných bridlíc a rohovcov (plodové bridlice, andaluzitové rohovce), z vápencov erlány (Cambel et al., 1989) a kontaktná premena periplutonických hornín sa prejavila formovaním andaluzitu a cordieritu. Podmienky kontaktnej metamorfózy dosiahli 620–660 °C a okolo 200 MPa (Korikovskij et al., 1985).

Podľa palynologických údajov je pezinská formácia spodnodevónskeho veku v časti sledovaných vzoriek s možným presahom do vrchného silúru (Planderová a Pahr, 1983; Cambel a Planderová, 1985). Tento vek sa zdá byť v súlade s doteraz detailne neurčenými fosíliami nájdenými v metakarbonátoch (*Tentaculita, Crinoidea* a i.; Chlupáč in Buday et al., 1962).

Geodynamické prostredie vzniku a geologický vývoj kryštalinika Malých Karpát

Z charakteristiky perneckej a pezinskej skupiny vyplýva, že vznikali v úplne odlišnom geodynamickom prostredí. Pernecká skupina je reliktom vrchnej časti oceánskej kôry vrátane typických hlbokomorských oceánskych sedimentov a rudných koncentrácií vyprodukovaných geotermálnymi systémami na oceánskych riftoch. V súčasnosti sa prevažná väčšina ofiolitových komplexov (ak nie všetky) pokladá za zvyšok okrajových alebo zaoblúkových bazénov, teda oceánskych paniev menšieho rozsahu. Pernecká skupina je zrejme produktom rozvinutého štádia otvárania takéhoto bazéna, t. j. už bez výraznejšieho ovplyvnenia plášťového zdroja subdukčnými procesmi. Pozorované mierne odlišnosti od typických oceánskych N-MORB bazaltov možno interpretovať ako slabé obohatenie činnosťou plášťových chocholov *(mantle plumes)*. Indíciou takéhoto procesu by mohla byť aj identifikácia dajky alkalického bazaltu prenikajúcej gabrom (Ivan et al., 1999). Naproti tomu pezinská skupina predstavuje relikt výplne riftogénneho bazéna v relatívne ranom štádiu otvárania. Prevaha psamitických až pelitických sedimentov a lokálne flyšoidný charakter sedimentácie by azda mohli zodpovedať distálnejšej časti deltového kužeľa. Hoci priamy dôkaz

o vulkanických horninách ako súčasti znášaného materiálu doteraz chýba, prítomnosť magmatitov v zdrojovom materiáli možno vystopovať z geochemických charakteristík metasedimentov. Predpokladané intermediálne až acidné zloženie magmatitov v kombinácii s prevažne drobovým charakterom sedimentov lokalizuje riftogénny bazén do blízkosti magmatického oblúka. Synsedimentárny vulkanizmus typu OIB (bazaltov oceánskych ostrovov) v pezinskej skupine má analógy v mnohých extenzných zaoblúkových bazénoch (napr. Honthaas et al., 1998; Fackler-Adams a Bushby, 1998; Lawton a McMillan, 1999). Ich geochemická charakteristika blízka kontinentálnym tholeiitom je zrejme odrazom ich formovania v prostredí kôry kontinentálneho typu. Pre nedostatočne známy vek obidvoch formácií kryštalinika Malých Karpát o ich prípadnej príslušnosti do jedného otvárajúceho sa oceánskeho bazéna nemožno uvažovať.

Ďalšia geologická história obidvoch litostratigrafických skupín malokarpatského kryštalinika je známa len útržkovite. Strednokarbónsky bratislavský a modranský granitoidný masív už intrudujú do obidvoch tektonicky zblížených skupín, čo indikuje vznik príkrovovej stavby ako výsledok subdukčného a možno aj kolízneho režimu v období pred stredným karbónom. Geochemická charakteristika granitoidov (napr. Hovorka a Petrík, 1982) naznačuje, že sa intrúzie sformovali v suprasubdukčnom prostredí magmatického oblúka. Pôvodná hrúbka horninových komplexov budovaných obidvomi skupinami mohla dosahovať niekoľko km, lebo majú lokálne znaky kontaktnej, ale miestami aj strednostupňovej periplutonickej metamorfózy evidentne spätej s rýchlym rastom teploty v pôvodne slabo metamorfovaných horninách. Obdobný metamorfný výsledok výstupu viacerých granitoidných intrúzií je známy z mezozoického magmatického oblúka v severoamerických Kordillerach (Barton a Hanson, 1989). Z jurského obdobia sa zachoval záznam, že obidva komplexy tvorili fundament karbonátovej plošiny na pasívnom okraji otvárajúcej sa penninskej oceánskej domény (cf. Plašienka et al., 1991). Tvorba alpínskej príkrovovej stavby v Malých Karpatoch (Plašienka a Putiš, 1987; Putiš, 1992), zahŕňajúcej aj obidve litostratigrafické jednotky kryštalinika, sa pripisuje definitívnemu uzatvoreniu tetydnej oceánskej domény – meliatskeho oceána a nadväznej kolízii (Plašienka, 2001). S alpínskymi tektonickými pohybmi súvisela tvorba mylonitových zón (Putiš, 1986), lokalizovaných v prevažnej miere na styku hornín perneckej a pezinskej formácie.

Možná korelácia malokarpatského kryštalinika s analogickými západokarpatskými a alpskými jednotkami

Horniny staropaleozoického kryštalinika Malých Karpát sa už v minulosti korelovali so staropaleozoickými komplexmi gelnickej a rakoveckej skupiny gemerika (Buday et al., 1962) a tie zasa s *Grauwackenzone* z bázy mezozoických príkrovov severných Vápencových Álp.

Hoci spoľahlivejšej korelácii doteraz bráni nedostatočne známy vek perneckej a pezinskej skupiny, možno konštatovať ich príbuzné črty s niektorými staropaleozoickými jednotkami *Grauwackenzone* zaraďovanými do komplexu vrchnoaustroalpínskych príkrovov. Prevažná časť metabazaltov v jednotkách vrchnosilúrskeho až spodnodevónskeho veku nielen v oblasti *Grauwackenzone,* ale aj v rámci ostatných tzv. fosiliferných paleozoických horninových komplexov Východných a Južných Álp (cf. Schönlaub a Histon, 2000) má charakteristiky blízke alkalickým vnútroplatňovým bazaltom. Vulkanity geochemicky blízke metabazaltom pezinskej skupiny sú známe z litologicky podobnej jednotky budujúcej spodnú časť údolia rieky Saalach, kým metavulkanity pripomínajúce oceánske metabazalty perneckej skupiny sa uvádzajú z oblasti Admont-Selzthal vo východnej časti *Grauwackenzone* (Schlaegel-Blaut, 1990; Loeschke a Heinisch, 1993).

Záver

- Kryštalinikum Malých Karpát tvoria dve novodefinované staropaleozoické litostratigrafické jednotky, a to (1) pernecká a (2) pezinská skupina, intrudované bratislavským a modranským granitoidným masívom.
- Perneckú skupinu budujú horniny, ktoré primárne predstavovali bazalty, dolerity, gabrá a hlbokovodné oceánske sedimenty spolu so stratiformnými hydrotermálnymi sulfidickými polohami.
- Pernecká skupina – metamorfovaná nekompletná rozčlenená ofiolitová sekvencia – je relikt vrchnej časti kôry oceánskeho bazéna v rozvinutom štádiu evolúcie.
- Pezinskú skupinu tvorí komplex primárne klastických sedimentárnych hornín peliticko-psamitického charakteru s menším podielom pelitov s organickou hmotou a karbonatických sedimentov, lokálne so synchrónnym bázickým vulkanizmom.
- Pezinská skupina je reliktom výplne riftogénneho bazéna otvoreného pravdepodobne v tyle magmatického oblúka. Zdrojom sedimentov bola vrchná kontinentálna kôra, asi acidné až intermediálne magmatity a ich flyšoidná sedimentácia sčasti prebiehala v distálnej časti bazéna.
- Pezinská skupina je pravdepodobne spodnodevónskeho veku. Vek perneckej skupiny nie je známy, ale je starší ako visénsky.
- Obidve skupiny boli v tektonickom (príkrovovom) styku už v období turnén–visén, keď ich intrudoval bratislavský a modranský granitoidný masív.
- Nízkostupňová až strednostupňová metamorfná premena obidvoch skupín sa viaže na výstup granitoidných telies a má charakter kontaktnej až periplutonickej metamorfózy. Indície staršej premeny typu oceánskych riftov sa zachovali len v metagabrách perneckej skupiny
- Pernecká a pezinská skupina prejavujú podobnosť s niektorými formáciami vrchného austroalpinika Východných Álp, a to najmä z oblasti *Grauwackenzone*.

Poďakovanie. Prácu podporil grant VEGA 1/9213/02 a 1/2025/05, ako aj Agentúra na podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory APVT-20-020002. Ďakujeme recenzentovi D. Hovorkovi a M. Putišovi z Katedry mineralógie a petrografie Prírodovedeckej fakulty UK a J. Spišiakovi z Geologického ústavu SAV za konštruktívnu časť pripomienok.

Literatúra

ANDRUSOV, D., 1958: Geológia československých Karpát. II. *Bratislava, Veda, 375.*

BARTON, M. D. & HANSON, R. B., 1989: Magmatism and the development of the low-pressure metamorphic belts: Implications from the western United States and thermal modeling. *Geol. Soc. Amer. Bull., 101, 1051–1065.*

BHATIA, M. R. & CROOK, K. A. W., 1986: Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basin. *Contr. Mineral. Petrology, 92, 181–193.*

BROSKA, I. & JANÁK, M., 1985: Akcesorické minerály metapelitov a ich vzťah k metamorfóze v oblasti Záhorskej Bystrice (Malé Karpaty). *In: J. Veselský, J. Beňka & J. Gbelský (eds.): Akcesorické minerály, ich petrogenetický a metalogenetický význam. Konf., Symp., Sem., Vyd. D. Štúra, Bratislava, 101–106.*

BUDAY, T., CAMBEL, B., MAHEL, M., BRESTENSKÁ, E., KAMENICKÝ, J., KULLMAN, E., MATĚJKA, A., SALAJ, J. & ZAŤKO, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, 1 . 200 000. Wien – Bratislava. *Bratislava, Geofond, 247.*

CAMBEL, B., 1952: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Zoš., 29, 5–60.*

CAMBEL, B., 1954: Geologicko-petrografické problémy SV časti kryštalinika Malých Karpát. *Geol. Práce, Zoš., 36, 3–74.*

CAMBEL, B., 1958: Príspevok ku geológii pezinsko-perneckého kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 1, 137–260.*

CAMBEL, B., 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochémia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 3, 3–348.*

CAMBEL, B., 1962: Pre-Mesozoic complexes of the Malé Karpaty Mts. *In: Explanations to the geological map of Czechoslovakia 1 : 200 000, sheet Wien – Bratislava. Geofond Publ., 28–73.*

CAMBEL, B. & ČORNÁ, O., 1974. Stratigrafija kristalličeskogo osnovanija massiva Malych Karpat v svete palinologičeskich issledovanij. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 2, 231–241.*

CAMBEL, B. & KAMENICKÝ, L., 1982: Geochémia metamorfovaných bázických hornín tatroveporidov centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 514.*

CAMBEL, B., KÁTLOVSKÝ, V & KHUN, M., 1981 Geochémia uránu, tória, uhlíka a ďalších prvkov v tmavých bridliciach kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia Slov., 13, 5, 423–441.*

CAMBEL, B. & KHUN, M., 1983: Geochemical characteristics of black shales from ore-bearing complex of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 3, 259–382.*

CAMBEL, B. & KHUN, M., 1985: Rare earth elements in metamorphosed black shales of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, 3–16.*

CAMBEL, B., KORIKOVSKIJ, S. P., MIKLÓŠ, J. & BORONICHIN, V. A., 1989: Ca-silicate hornfelses (erlans and Ca-skarns) in the Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 3, 281–304.*

CAMBEL, B., KRÁL, J. & BURCHART, J., 1990a: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Veda, Bratislava, 183.*

CAMBEL, B. & KUPČO, G., 1965: Petrochemie und Geochemie der metamorphen Hornblendegesteinen aus der Kleinkarpaten – region. *Bratislava, Veda, 108.*

CAMBEL, B., MIKLÓŠ, J., KHUN, M. & VESELSKÝ, J., 1990b: Geochémia a petrológia ílovito-kremitých metamorfovaných hornín kryštalinika Malých Karpát. *Bratislava, GÚ SAV, 267.*

CAMBEL, B. & PLANDEROVÁ, E., 1985: Biostratigraphic evaluation of metasediments in the Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 6, 683–701.*

CAMBEL, B. & SPIŠIAK, J., 1979: Geochemistry of rare earth in metabasites of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 4, 413–431.*

CAMBEL, B., ŠIMÁNEK, V. & KHUN, M., 1985: Study of organic matter in black shales of the Malé Karpaty Mts. crystalline complexes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, 37–50.*

ČORNÁ, O., 1968: Sur la trouvaille de restes d'organisme dans les roches graphitique du cristallin des Petites Carpathes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 19, 303–309.*

EVENSEN, N. M., HAMILTON, P J. & O'NIONS, R. K., 1978: Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. cosmochim. Acta, 42, 1199–1212.*

FACKLER-ADAMS, B. & BUSHBY, C., 1998: Structural and stratigraphic evolution of extensional oceanic arcs. *Geology, 26, 735–738.*

GRAUCH, R. I., 1989: Rare earth elements in metamorphic rocks. *In: B. R. Lipin & G. A. McKay (eds.): Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Rev-s Mineral., Vol. 21, Washington, Mineral. Soc. Amer., 147–167.*

GRECULA, P. & HOVORKA, D., 1987 Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians. *In: H. W. Flügel, F. P. Sassi & P. Grecula (eds.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Monogr., Bratislava, Alfa, 251–270.*

HÉBERT, R. & CONSTANTIN, M., 1991 Petrology of hydrothermal metamorphism of oceanic layer-3: Implications for sulphide parageneses and redistribution. *Econ. Geol., 86, 472–485.*

HONTHAAS, CH., RÉHAULT, J. P., MAURY, R. C., BELLON, H., HÉMOND, CH., MALOD, J. A., CORNÉE, J. J., VILLENEUVE, M., COTTEN, J., BURHANUDDIN, S., GUILLOU, H. & ARNAUD, N., 1998: A Neogene back-arc origin for the Banda Sea basins: Geochemical and geochronological constraints from the Banda ridges (East Indonesia). *Tectonophysics, 298, 297–317.*

HOVORKA, D. & PETRÍK, I., 1992: Variscan granitic bodies of the Western Carpathians: The backbone of the mountain chain. *In. J. Vozár (ed.): Western Carpathians – Eastern Alps – Dinarides. Bratislava, GÚDŠ, 57–66.*

CHOVAN, M., ROJKOVIČ, I., ANDRÁŠ, P & HANAS, P., 1992: Ore mineralization of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 43, 275–286.*

IVAN, P , in press: Staropaleozoický bázický vulkanizmus Západných Karpát: geochémia a geodynamická pozícia. *Acta geol. Univ. Comen., Monogr*

IVAN, P., HOVORKA, D. & MÉRES, Š., 1999: Riftogenic volcanism in the Western Carpathian geological history· A review. *Geolines, 9, 41–47.*

IVAN, P & MÉRES, Š., 2003: Pre-Visean nappe structure in the Malé Karpaty Mts. crystalline basement: Evidence from the geochemical study of metamorphosed basic magmatic and sedimentary rocks. *J. Czech geol. Soc., 48, 67–68.*

IVAN, P., MÉRES, Š., PUTIŠ, M. & KOHÚT, M., 2001 Early Paleozoic metabasalts and metasedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians): Evidence for rift basin and ancient oceanic crust. *Geol. Carpath., 52, 67–78.*

KHUN, M., 1985a: Geochemical differentiation of black shales of the Harmónia Group from the crystalline basement in the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, 17–27.*

KHUN, M., 1985b: Boron in black shales of the Malé Karpaty Mts. crystalline complexes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 1, 29–36.*

KORIKOVSKIJ, S. P , CAMBEL, B., BORONICHIN, V A., PUTIŠ, M. & MIKLÓŠ, J., 1985: Fazovyje ravnovesja i geotermometrija metapelitovych rogovikov vokrug modranskogo granitoidnogo massiva (Malyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 1, 51–74.*

KORIKOVSKIJ, S. P., CAMBEL, B., MIKLÓŠ, J. & JANÁK, M., 1984: Metamorfizm kristallinikuma Malych Karpat: etapy zonaľnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 437–462.*

LAWTON, T F & MCMILLAN, N. J., 1999: Arc abandonment as a cause for passive continental rifting: Comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. *Geology, 27, 779–782.*

LOESCHKE, J. & HEINISCH, H., 1993: Paleozoic volcanism of the Eastern Alps and its paleotectonic significance. *In: J. F. von Raumer & F. Neubauer (eds.): Pre-Mesozoic geology in the Alps. Berlin – New York, Springer–Verlag, 441–455.*

MAHEL, M., 1980: Sú granitoidné masívy Malých Karpát príkrovmi? *Mineralia Slov., 12, 185–187.*

MAHEL, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. 1 Paleoalpínske jednotky. *Bratislava, Veda, 510.*

MAHEL, M. & CAMBEL, B., 1972: Geologická mapa Malých Karpát. M 1 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

MIKLÓŠ, J., 1989: Protolit kryštalických bridlíc Malých Karpát. *In: Geochémia geologických procesov a životného prostredia. Bratislava, GÚDŠ, 61–64.*

MILLER, C. & THONI, M., 1997: Eo-Alpine eclogitization of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): New geochronological, geochemical and petrological data. *Chem. Geol., 137, 283–310.*

MURPHY, M. A. & SALVADOR, A., 1999: International subcommission on stratigraphic classification of IUGS International commission on stratigraphy. International stratigraphic guide: An abridged version. *Episodes, 22, 255–271.*

PIRAJNO, F., 1992: Hydrothermal mineral deposits. Berlin–New York, Springer–Verlag, 709.

PLANDEROVÁ, E. & PAHR, A., 1983: Biostratigraphical evaluation of weakly metamorphosed sediments of Wechsel Series and their possible correlation with Harmónia Group in Malé Karpaty Mts. *Mineralia Slov., 15, 385–436.*

PLAŠIENKA, D., 2001 An outline of the structure and evolution of the Western Carpathians. *In: I. Petrík, M. Kohút & I. Broska (eds.): Granitic plutonism of the Western Carpathians. Eurogranites 2001. Bratislava, Veda, 13–26.*

PLAŠIENKA, D., MICHALÍK, J., KOVÁČ, M., GROSS, P. & PUTIŠ, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts.. An overview. *Geol. Carpath., 42, 4, 195–208.*

PLAŠIENKA, D. & PUTIŠ, M., 1987: Geological structure of the Tatricum in the Malé Karpaty Mts. *In: Structural development of the Carpathian-Balkan Orogenic Belt – Guide to excursions. Bratislava, D. Štúr Geol. Inst., 47–82.*

PUTIŠ, M., 1986: Cataclastic metamorphism of metapelitic and metabasic rocks in the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 2, 225–243.*

PUTIŠ, M., 1987: Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia Slov., 19, 2, 135–157.*

PUTIŠ, M., 1991: Tectonic styles and Late Variscan – Alpine evolution of the Tatric-Veporic crystalline basement in the Western Carpathians. *Zbl. Geol. Paleont., T.1, H.1, 181–204.*

PUTIŠ, M., 1992: Variscan and Alpine nappe structures of the West Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath., 43, 6, 369–380.*

ROJKOVIČ, I. & KHUN, M., 1997: Metamorphosed Paleozoic black shales in the Western Carpathians, Slovakia. *In: H. Papunen (ed.): Mineral deposits: Research and exploration. Where do they meet? Balkema, 103–106.*

ROLLINSON, H., 1993: Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. *Harlow, Longmans, 352.*

SCHLAEGEL-BLAUT, P., 1990: Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone (Oberostalpines Paläozoikum). *Abh. Geol. Bundesanst., 43, 149.*

SCHONLAUB, H. P & HISTON, K., 2000: The Paleozoic evolution of the Southern Alps. *Mitt. Österr. Geol. Gesell., 92, 15–34.*

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M., 1985: The continental crust: Its composition and evolution. *Blackwell Sci. Publ., 312.*

WOOD, D. A., 1980: The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth planet. Sci. Lett., 50, 11–30.*

Rukopis doručený 18. 11. 2003
Revidovaná verzia doručená 25. 8. 2004
Rukopis akceptovaný 21. 2. 2006

Lithostratigraphic division and origin of the Early Paleozoic crystalline basement of the Malé Karpaty Mts. (central Western Carpathians): A new concept as followed from geochemical studies

The Malé Karpaty Mts. form a link between the Western Carpathians and the Eastern Alps. Geographically they are located in the western Slovakia and small part of them extends on the Austrian territory (Hunzheim Gebirge). Their geological structure bears several specific features concerning both its main elements, the pre-Alpine crystalline basement and also Alpine cover (for review see Plašienka et al., 1991).

Geology of the Malé Karpaty Mts. crystalline basement

The Early Paleozoic basement is generally considered as a part of the Tatric megaunit of the central Western Carpathians. In comparison to the typical Tatric basement there are following differences: (1) the presence of relatively lower-grade metamorphic rocks, (2) a clearly intrusive relation of the granitoids with the surrounding basement rocks and (3) widespread contact metamorphism. Metamorphosed basic rocks (greenschists to amphibolites) and sedimentary rocks (phyllites to gneisses) are the most widespread rock types, whereas black schists and limestones occur only sporadically. There are two different forms of the occurrence of metamorphosed basic rocks of the Malé Karpaty Mts. basement: (1) compact blocks or slices containing also small amount of metacherts, black schists and lenses of pyrite ores concentrated into several thin (max. 200 m) belts and (2) several small bodies surrounded by metamorphosed sedimentary rocks. Petrographic variability of these rocks is caused by differences in (1) protolith and (2) metamorphic evolution. Poorly preserved original magmatic structures indicate that effusive basalts, dolerites and gabbros represented the protolith of metamorphosed basic rocks from compact blocks and slices while isolated small bodies were originally formed by the effusive porphyric basalts or basaltic veins.

Metamorphosed sedimentary rocks alike the basic magmatic rocks occur also in two different geological positions. Fine-grained black schists together with black cherts frequently with pyritic impregnation forming thin belts are located within areas composed of metamorphosed basic magmatic rocks. Highly dominated part of sedimentary rocks builds up individual blocks and slices in the crystalline basement. They are represented mostly by the metamorphosed psammitic sediments, although alternation of pelitic and psammitic layers or domination of pelitic sediments sometime with organic matter admixture and small lenses of marble have been locally found. Variability of petrographic types (phyllitic rocks to gneisses) reflects not only original granularity but also variation in metamorphic grade.

Previous schemes of lithostratigraphic division

The basement of the Malé Karpaty Mts. as a whole was regarded as a single lithostratigraphic unit – the Pezinok-Pernek crystalline complex (Cambel, 1962). Although there were several attempts for more detailed lithostratigraphic division, an integrated geological evolution of this complex have not been contested (Grecula and Hovorka, 1987, Plašienka and Putiš, 1987). Following from results of geochemical studies of metamorphosed basic and sedimentary rocks (Ivan et al., 2001) two genetically different lithostratigraphic units – (1) Pernek and (2) Pezinok Groups have been discerned (Fig. 1) In this paper we summarize geochemical evidence, which led to new lithostratigraphic division and define lithology, geodynamic setting and tectonic position of both new lithostratigraphic groups.

New results of geochemical studies of metamorphosed magmatic and sedimentary rocks

Metabasalts from both types of occurrences significantly differ in geochemical nature identified by the immobile trace element distribution. Metabasalts from the compact blocks and slices are close to N-MORB (normal mid-ocean ridge basalt) type. They display typical flat chondrite normalized REE patterns (La_N/Yb_N = 0.87–1.39) including the typical LREE depletion (La_N/Sm_N = 0.66–0.89; Fig. 2) and trace element distribution typical for this basalt type (Fig. 3). Fractionation effects, not metamorphic alteration, are responsible for some variations in rock composition. REE patterns for metagabbros indicate no mineral cumulation effects and close genetical relation to metabasalts mentioned above (Fig. 2). Metabasalts of isolated bodies are geochemically close to OIT (oceanic island tholeiites) or CT (continental tholeiites) respectively Their REE patterns are relatively steeply sloping as a result of LREE enrichment (La_N = 35.2–74.8) and LREE/HREE fractionation (La_N/Yb_N = 4.8–9.58).

Important differences in protolith, sedimentary environment and provenance exist, as follows from trace element studies, also between both types of sedimentary rocks (Figs. 4–6). Black schists occurring in close relation to basic magmatic rocks were formed in deep-water oceanic environment from the fine-grained protolith, which was probably formed by mixing of oceanic and terrigenous sedimentary components with disintegrated and weathered basaltic material. Negative Ce-anomaly, $La_N/Yb_N < 6$ and $Th/Yb < 2$ are their typical features. Protolith of all other metasedimentary rocks was probably close to immature greywackes of island arc provenance derived from intermediate/acid magmatic source material. In contrast to the first type, no Ce-anomaly, negative Eu-anomaly (Eu/Eu^* = 0.6–0.8), La_N/Yb_N = 6–15 and Th/Yb = 2–9 have been determined in these rocks.

New scheme of lithostratigraphic division

Close space relations of N-MORB-type basalts to deep-water oceanic sedimentary rocks as well as association of CT-type metabasalts with continental sediments of arc provenance argue for the existence of two individual rock complexes in the Malé Karpaty Mts. Early Paleozoic crystalline basement. They were recently referred to as (1) Pernek and (2) Pezinok Groups (Ivan et al., 2001). Into the Pernek Group there were included the metamorphosed basalts, dolerites and gabbros together with deep-water oceanic sediments in its upper part (Fig. 7). This group can be interpreted as an incomplete dismembered ophiolite sequence, which originated as an upper part of ancient oceanic crust. The age of Pernek Group is poorly constraint but minimal age must be higher than Visean, because of rocks of this group were intruded by granitoid rocks just during this time. The Pezinok Group, including metamorphosed clastic sediments, rare carbonates and some metabasalt bodies of OIT/CT geochemical signature (Fig. 7), represents probably a fragment of a rift-related basin which could be located inboard of the ensialic island arc. The Pezinok Group was paleontologically dated as Devonian in age.

Geodynamic setting of the Pernek and Pezinok Groups and geological evolution of the Malé Karpaty Mts. crystalline basement

Although there is the evidence for the formation of the Pernek Group in the oceanic setting (evolved back-arc basin?) and the Pezinok Group in the rift basin setting probably opened inboard of a magmatic arc, their original space and genetic relations remain unclear due to the lack of geochronological data. Both groups were intruded by granitoid massifs 348 ± 4 Ma old. This fact indicates that the Pezinok and Pernek Groups originally formed in a different geodynamic setting and became probably the components of nappe stacking formed due to collisional space shortening in the Pre-Visean time i. e. their contact is a result of the Variscan overthrusting (Fig. 8). Occurrence of several belts of deep-sea sediments together with stratiform pyrite mineralization, which represent the highest part of the ophiolite profile, indicate complicated internal tectonic structure also in the frame of one lithostratigraphic group. There is no evidence for following geological evolution after Carboniferous time up to Jurassic, when both groups built up the bottom of shelf sedimentary basin (cf Plašienka, 2001) During the Alpine nappe forming activity in Cretaceous time Pernek and Pezinok Groups were included into two Alpine nappes (Bratislava and Orešany nappes according to Plašienka and Putiš, 1987; Fig. 8).

Possible correlation of the Pernek and Pezinok Groups with other Paleozoic units of the Western Carpathians and Eastern Alps

Lack of reliable geochronological data renders difficult tracing of mutual genetic relations among the Pernek and Pezinok Groups and other lithostratigraphic groups of the same age in the Western Carpathians and Eastern Alps. Units similar in lithology and age to the Pernek and Pezinok Groups can be found in the so-called fossiliferous Paleozoic of the Eastern and Southern Alps (cf Schönlaub and Histon, 2000) Metabasalts with identical geochemical signature to the CT-type of the Pezinok Group were found in lower part of Saalach valley (eastern part of northern Grauwackenzone; Schlaegel-Blaut, 1990) Most similar basic volcanic rocks to the oceanic basalts of the Pernek Group occur also in the eastern part of northern Grauwackenzone (BABB-type in Admont-Selztal area, Schlaegel-Blaut, 1990, Loeschke and Heinisch, 1993).

Vyjadrenie autorov

Nezvyčajné okolnosti sprevádzajúce publikovanie tohto článku nás ako jeho autorov priviedli k nasledujúcemu vyjadreniu. Publikujeme ho preto, aby sa podobný prípad v slovenskej geologickej komunite už neopakoval.

Inkriminovaný článok sme poslali do redakcie Mineralia Slovaca 11. novembra 2003. Posudzovalo ho niekoľko oponentov a z nich zásadné výhrady k jeho publikovaniu mal prof. RNDr D. Hovorka, DrSc. (posudok bol vypracovaný 30. novembra 2003) a prof. RNDr. M. Putiš, DrSc. (posudok bol napísaný 16. júla 2004). Podľa preukázateľnej chronológie v tom období jeden z oponentov začal pripravovať článok **Putiš et al., 2004: Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát**. Tento článok bol odovzdaný do tlače 29. júla 2004 a jeho revidovaná verzia (29. septembra 2004) vyšla v časopise Mineralia Slovaca (36, 2004, s. 183–194). Podľa poďakovania na konci aj jeho oponentom bol prof. RNDr. D. Hovorka, DrSc. V príspevku Putiša et al. (2004) sa použili mnohé naše originálne zistenia bez korektnej citácie našej práce.

Medzi naše najvýznamnejšie zistenia publikované v inkriminovanom článku patrí geochemické zdôvodnenie vyčlenenia asociácie pôvodne hlbokomorských hornín a asociácie kontinentálnych hornín (vyjadrené na obr 8). Prvý raz sme o týchto zisteniach informovali odbornú verejnosť na seminári Geochémia 2003 (Ivan a Méres, 2003), na konferencii EUG v Nice (Méres a Ivan, 2003) a na konferencii v Blansku (Ivan a Méres, 2003). V práci Ivana et al. (2001) sa – na rozdiel od inkriminovanej práce – neuvádza a nezdôvodňuje také detailné litologické a tektonické členenie a jeho priestorová lokalizácia, lebo vtedy nám ešte nebolo známe.

Dovoľujeme si uviesť vybrané pripomienky z posudkov oponentov.

Výber zásadných pripomienok prof. D. Hovorku

• Nadpis práce nezodpovedá náplni.

• Chýba lokalizácia vzoriek a ich stručná charakteristika. (Naša poznámka: Údaje z vybraných vzoriek boli v texte pod tab. 1.)

• Práca neprináša nové zistenia oproti práci Ivana et al. (2001)

Výber zásadných pripomienok prof. M. Putiša

• Rovnomenné skupiny už boli navrhnuté a publikované s náležitou geodynamickou interpretáciou (Putiš a Grecula in Plašienka et al., 1991, obr. 2, s. 198, Putiš a Grecula in Plašienka et al., 1997, obr. 6, Putiš in Chovan et al., 1999, obr. 1, Putiš a Uher, 2002, Putiš in Hrdlička et al., 2003).

• Predpoklad, že pernecká jednotka reprezentuje oceánsku kôru zaoblúkového bazéna, je dávno známy (Putiš, 1992, obr. 5, Putiš a Grecula, 1997, in Plašienka et al., 1997, obr. 6, Putiš in Chovan et al., 1999, obr. 1 a s. 1).

• Oponent nám vyčituje, že uvádzame vlastnú tektonickú interpretáciu bez vlastných štruktúrno-tektonických pozorovaní a podľa neho samotný chemizmus nie je postačujúci.

• V práci chýba diskusia, čo je podľa oponenta neakceptovateľné.

• Žiada doplniť mapu odberov vzoriek a lokalizáciu v súradniciach GIS.

• Nateraz neodporúča publikovať obr. 7, lebo je len veľmi orientačný a treba ho doložiť aspoň dvoma-troma konkrétnymi sukcesiami, ako ich možno nájsť v teréne.

• Obr. 8 v tejto forme neodporúča publikovať, lebo autorom chýbajú akékoľvek vlastné štruktúrnogeologické údaje a chemizmus samotný nie je postačujúci.

Na takto orientované pripomienky sme dva razy korektne písomne odpovedali, naposledy 19. augusta 2004. Po tomto termíne sme už v príspevku nijaké zmeny neurobili. Faktografický materiál citovaný v tomto vyjadrení sme potom (21. septembra 2005) doložili na konfrontáciu vybraným členom redakčnej rady. Až potom náš príspevok na publikovanie schválila redakčná rada časopisu Mineralia Slovaca (21. februára 2006).

O „objektívnosti" väčšiny zásadných pripomienok obidvoch oponentov sa môže čitateľ presvedčiť sám, ak porovná ich výber s inkriminovanou našou prácou, prácou Ivana et al. (2001), a najmä Putiša et al. (2004), ako aj s inými prácami obidvoch oponentov.

K takémuto porovnanie si neodpustíme nasledujúce poznámky.

Prof. M. Putišovi ako spoluautorovi a prof. D. Hovorkovi ako oponentovi obidvoch prác v príspevku Putiša et al. (2004), ktorý sa zaoberá tou istou problematikou a z toho istého pohoria, neprekáža, že v práci Putiša et al. (2004)

• sa akceptuje podstatná časť našich nových zistení bez citovania našej inkriminovanej práce v tlači, ktorú obidvaja posudzovali, o ktorých tvrdia, že nie sú nové,

• nie je uvedená ani jedna analýza, opis vzorky, dokumentačný bod, lokalizácia vzoriek, mapa dokumentačných bodov...,

• je podkapitola Diskusia a záver, no jej obsahom nie je nijaká diskusia, ale iba závery,

• je publikovaný obr. 1, ktorého priestorové ohraničenie a odborný význam je nápadne podobný až identický s našim obr. 8, ktorý M. Putiš zásadne neodporúčal publikovať (V tomto obr., ako aj v obr. 3 je vôbec prvá zmienka o predgranitoidnej násunovej ploche v rámci príkrovov Malých Karpát sensu Putiš z radu prác Putiša a Putiša et al., na ktoré sa v posudku odvoláva. Okrem toho autori práce Putiš et al., 2004, neuvádzajú nijaké vlastné štruktúrno-tektonické merania a ani iné údaje, na základe ktorých dospeli k záverom. M. Putiš ich spravidla neuvádza vo väčšine svojich prác.),

• je publikovaný obr. 3 Litostratigrafická schéma formácií staršieho paleozoika Malých Karpát bez doloženia dvoch-troch konkrétnych litologických sukcesií, ako ich možno nájsť v teréne (a nepoznáme ani jedinú publikovanú prácu prof. M. Putiša s takýmto doložením).

S tematikou súvisiaca literatúra

Chovan, M., Putiš, M., Németh, Z., Maťo, L., Andráš, P & Jeleň, S., 1999: Gold-hosted mineralizations in the Western Carpathians. *Mineralia Slov., 31, 175–188.*

Hrdlička, M., Uher, P., Putiš, M. & Ondrejka, M., 2003: The granitic rocks of the Malé Karpaty Mts. Central part: The geochemistry and petrology. *In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochémia 2003. Konf., Symp., Sem., Vyd. D. Štúra, Bratislava, 120–121*

Ivan, P. & Méres, Š., 2003: Geochemické metódy štúdia pri riešení litologického členenia a tektonickej stavby kryštalinických terénov: príklad Malých Karpát. *In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochémia 2003. Konf., Symp., Sem., Vyd. D. Štúra, Bratislava, 85–89.*

Ivan, P & Méres, Š., 2003: Pre-Visean nappe structure in the Malé Karpaty Mts. crystalline basement: Evidence from the geochemical study of metamorphosed basic magmatic and sedimentary rocks. *J. Czech Geol. Soc., 48, 1–2, 67–68.*

Ivan, P., Méres, Š., Putiš, M. & Kohút, M., 2001 Early Paleozoic metabasalts and metasedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians): Evidence for rift basin and ancient oceanic crust. *Geol. Carpath., 52, 67–78.*

Méres, Š. & Ivan, P., 2003: Geochemistry of the metasedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). Implications for protolith, provenance, sedimentary environment and tectonic setting. *Geophys. Res., Abstracts, 5, 13475.*

Plašienka, D., 2001: An outline of the structure and evolution of the Western Carpathians. *In: I. Petrík, M. Kohút & I. Broska (eds.): Granitic plutonism of the Western Carpathians. Eurogranites 2001. Bratislava, Veda, 13–26.*

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M., 1991 Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts.. An overview. *Geol. Carpath., 42, 195–208.*

Putiš, M. & Uher, P., 2002: Paleozoic complex of the Malé Karpaty Mts. *XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Excursion Guide, Bratislava, 140–142.*

Putiš, M., 1992: Variscan and Alpine nappe structure of the West Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath., 43, 6, 369–380.*

Putiš, M., Hrdlička, M. & Uher, P., 2004. Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát. *Mineralia Slov., 36, 183–194.*

Vyjadrenie D. Hovorku

Podpísaný uvádzam, že nemením svoje stanovisko vyjadrené v posudku, ktorý som vypracoval do 14 dní odo dňa obdržania rukopisu z redakcie.

Dušan Hovorka

Litostratigrafia a predalpínsky geodynamický vývoj staropaleozoických komplexov Malých Karpát – prehľad poznatkov vs. nové členenia

MARIÁN PUTIŠ

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; putis@fns.uniba.sk

Lithostratigraphy and pre-Alpine geodynamic evolution of Early Paleozoic complex of the Malé Karpaty Mts.: Review of the results vs. new subdivisions

Lower Paleozoic sedimentary-volcanic successions of the Malé Karpaty Mts. represent four lithostratigraphic groups subdivided into formations and members. (1) The Pezinok Group appears to be a remnant(?) of southern (panafrican) passive continental margin predominated with monotonous sequence of clayey-sandy shales. (2) The Marianka Group comes from synrift fault dissected shelf characteristic with thicker beds of sandstones in flyschoid sequence overlain with a volcano-sedimentary sequence containing basaltic tuffs, marly shales with a limestone layer, covered by dark quartz-rich shales. (3) The Kuchyňa Group probably represents the opposite northern side of the riftogeneous basin located on strongly thinned continental crust or in distincly morphologically dissected shelf by a synrift deepening extension fault system. It consists of flyschoid sequence covered by dark shales interlayered with carbonates and overlain by a volcano-sedimentary sequence. (4) The Pernek Group comprises post-rift deepening dark silicitic shales partly alternating and partly overlain with a thicker (350–500 m) sequence of basalts, doleritic and corse-grained plagioclase gabbros to porphyrites, indicating formation of new oceanic crust being a part of Paleotethyan realm. Subducted(?) metabasics could have been a source for the tonalite magmas crosscutting tectonic boundary between the exhumed metabasics of the Pernek nappe and metamorphosed volcano-sedimentary sequences of the Kuchyňa nappe. Ductile structures of plagioclase metagabbro mylonites are documented along the thrust plane of the Pernek nappe.

The results on lithostratigraphic subdivisions and geodynamic interpretations are listed and discussed in the paper

Úvod: Vyjadrenie k článku P. Ivana a Š. Méresa Litostratigrafické členenie a pôvod staropaleozoickej časti kryštalinika Malých Karpát – nový pohľad na základe výsledkov geochemického výskumu a k ich „stanovisku"

Rukopis v podnadpise uvedenej práce doc. RNDr. P Ivana, CSc., a RNDr. Š. Méresa som ako recenzent odporučil publikovať v časopise Mineralia Slovaca 16. júla 2004 (4 mesiace po jeho doručení na recenziu, z pracovných dôvodov), po požadovaných úpravách spolu s naším rukopisom Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát. O ďalšom vývoji recenzovaného rukopisu som sa dozvedel až zo zaslaného „stanoviska" autorov prostredníctvom listu od redakčnej rady začiatkom marca 2006. Potom som z redakcie dostal aj „opravenú" verziu rukopisu po jej opätovnom vyžiadaní.

Ako recenzent som dal autorom viac odporúčaní na zlepšenie rukopisu. Medzi nimi bolo aj doplnenie dvoch-troch litologicko-petrografických profilov z komplexov metabazitov v typových územiach ich výskytu, lebo podrobnejšie litologické členenie komplexu metabazitov chýba. Očakával som, že ho článok kolegov – aspoň podľa avizovaného obsahu vyjadreného v nadpise – poskytne. Keďže článok takéto údaje neobsahuje, požiadal som o ich doplnenie.

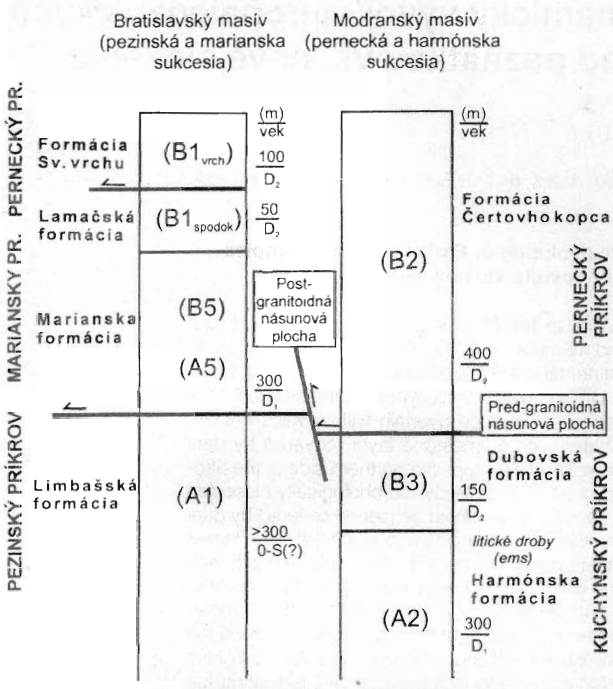
Ivan a Méres v článku pri podrobnom členení sedimentárnych komplexov na formácie postupovali opačne ako my, formácie zrušili a nahradili ich jednou (pezinskou) skupinou. Termíny ako pezinská a pernecká sukcesia (Putiš in Plašienka et al., 1991, obr. 2) a neskôr ich rovnomenné skupiny (Putiš in Chovan et al., 1999, s. 175–176 a obr. 1); Putiš, 2001, in Pomorský et al., 2002, v mape a legende k mape a texte; Putiš a Uher, 2002; Hrdlička et al., 2003) sa v citovaných prácach definovali a práca Putiša et al. (2004) je iba prehľadným zhrnutím podstatných výsledkov v kontexte nových poznatkov o granitoidoch, a preto navrhnutú redefiníciu litostratigrafického členenia opierajúcu sa len o doplnený chemizmus hornín nepovažujeme za dostatočne podloženú. Hoci má ísť o „nové" litostratigrafické členenie, o litológii (ktorá by mala byť detailnejšie a presnejšie dokumentovaná ako jestvujúce členenie), petrografii a stratigrafii v článku Ivana a Méresa nie je nič nové. Z týchto dát autori dokonca zostavili „novú" tektonickú mapu...

Osobitné mineralogicko-petrologické číslo časopisu Mineralia Slovaca sa kompletizovalo do tlače až v novembri 2004 a autori mali dosť času urobiť odporúčané a požadované úpravy a doplnky (napr. aj lokalizáciu chemicky analyzovaných vzoriek *podľa možností* v GIS súradniciach, ale na tom som netrval).

Z mojich návrhov na úpravu rukopisu a doplnenie citácií, ako aj z diskusie autori vlastne nezohľadnili nič. Napriek tomu bol článok napokon prijatý do tlače, navyše aj so stanoviskom autorov, v ktorom citujú vybrané časti môjho recenzentského posudku bez môjho súhlasu. Dostal som síce možnosť publikovať môj posudok v plnom znení, ale takéto riešenie nepokladám za vhodné. Nepoznám totiž iný časopis, ktorý by recenzentské posudky zverejňoval! Preto som napokon prijal návrh redakčnej rady vyjadriť sa k článku a to sumarizáciou vývoja názorov na predmetnú tému v súlade s mojím recenzentským posudkom a citáciami prác v článku Putiša et al. (2004).

Prehľad názorov na litostratigrafiu a geodynamický vývoj

Staršie paleozoikum Malých Karpát (ďalej MK) sa vždy členilo aspoň na dve litostratigrafické jednotky, a to pezinsko-perneckú v podloží harmónskej (Cambel, 1954; Cambel a Čorná, 1974), medzi ktorými sa predpokladal stratigrafický hiát. Obidve jednotky sú zreteľne vyčlenené na publikovaných mapách mierky 1 : 200 000 a 1 : 50 000 (Maheľ a Cambel, 1972).



Obr. 1. Schéma litostratigrafických formácií komplexu staršieho paleozoika Malých Karpát. Formácie A1, A2 a A5; B1, B2, B3 a B5 pôvodne zistených sukcesií (Putiš in Plašienka et al., 1991, obr. 2) boli premenované podľa lokalít ich typových výskytov (Putiš et al., 2004, obr. 3).

Fig. 1. Scheme of lithostratigraphic formations of the Lower Paleozoic complex in Malé Karpaty Mts. A1, A2 and A5; B1, B2, B3 and B5 formations of originally found successions (Putiš in Plašienka et al., 1991, Fig. 2) were renamed according to localities of their type occurrences (Putiš et al., 2004, Fig. 3).

Nový obraz dostala štruktúrnogeologická mapa MK po viacročnom terénnom výskume (1977 až 1986), pri ktorom sa rozsiahle telesá metabazitov oddelili od rúl pezinsko-perneckej jednotky a obidva komplexy sa vyčlenili ako samostatné litologické celky – formácie (súvrstvia). Dôvodom bolo zistenie, že rozsiahly komplex metabazitov a sprievodných sedimentov jz. okrajom leží na rulách pezinsko-perneckého kryštalinika tektonicky (Putiš, 1986, 1987), a v súlade s tým žily granitoidov bratislavského telesa, ako aj regionálnoperiplutonická zonálnosť z rúl do nadložného komplexu metabazitov nepokračujú (Putiš in Krist et al., 1992, kapitola o MK). Metabazity svojím sv. okrajom prekrývajú čierne, kremité a aktinolitické bridlice, do ktorých sú aj sčasti primárne magmaticky umiestnené, čo potvrdzujú aj banské prieskumnotechnické práce v hlbšom horizonte centrálnej časti telesa v oblasti Rybníček – Čmele (Čillík et al., 1959). Ide o čierne bridlice tzv. produktívnych zón s pyritovo-pyrotitovým a o niečo mladším Au-Sb zrudnením (Chovan et al., 1992, 1999). Pod týmto komplexom metabazitov a metasedimentov (označeným v novej schéme ako formácia Čertovho kopca, Putiš, 2001, in Pomorský et al., 2002; Putiš et al., 2004) vystupujú geochemicky odlišné (podľa Khuna, 1985) čierne bridlice, silicity – lydity, tmavosivé až svetlé metakvarcity (novonavrhnutej dubovskej formácie), pod ktorými sú metamorfované bridlice (fylity) a metapieskovce harmónskej formácie (Cambel, 1954). Pôvodná litostratigrafická schéma Cambela (l. c.) sa do značnej miery zmenila, a hlavne objasnil sa aj príspevok tektoniky do vývoja superpozície litologických formácií.

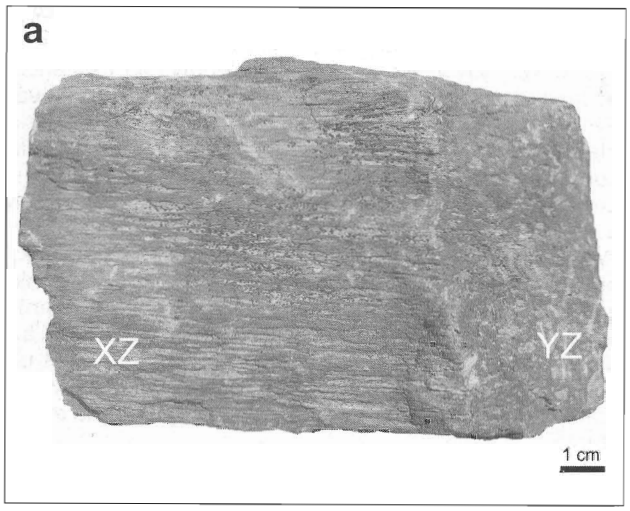
Názor podporujúci rozčlenenie pezinsko-perneckého kryštalinika na dve čiastkové jednotky vyjadril aj Hovorka (in Grecula a Hovorka, 1987) na základe štúdia chemizmu metabazitov MK. Zistil tholeiitický trend (meta)bazitov v oblasti Perneka aj Harmónie. Zápornú Eu anomáliu spôsobila zrejme frakčná kryštalizácia bazaltu/doleritického gabra v prostredí neúplne riftovaného oceánskeho bazéna (Putiš, 1992, s. 375).

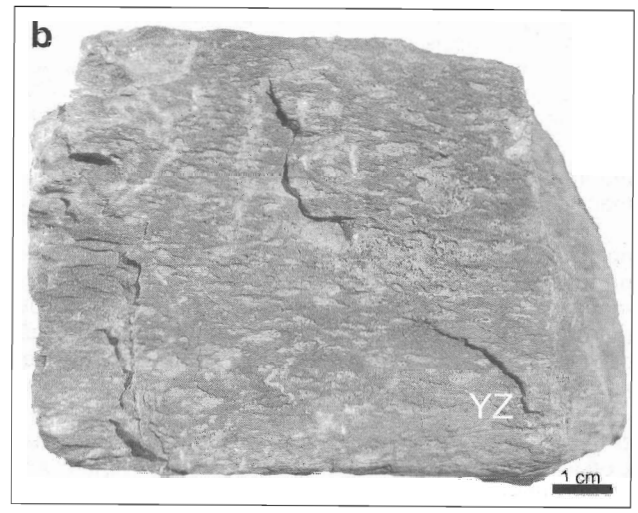
Navrhla sa korelačná schéma litostratigrafického členenia staršieho paleozoika MK založená na podrobnom litologickom členení vo viacerých vertikálnych rezoch, z ktorých sa zostavili reprezentačné litologické sukcesie pre väčšie regionálne celky (Putiš in Plašienka et al., 1991, obr. 2), a to pre jz. časť bratislavského masívu (I. pezinská sukcesia s tektonicky nadložnou marianskou sukcesiou), oblasť medzi Pezinkom a Pernekom (II. pezinská sukcesia), Pernekom a Kuchyňou (III. pernecká sukcesia) a Harmóniou, Kuchyňou a Hornými Orešanmi (IV. harmónska sukcesia, v podloží s dolianskou sukcesiou). Sukcesie predstavujú podrobné litologické profily formácií (súvrství) a ich členov, ktoré možno nájsť v tejto vzájomnej pozícii v teréne. Styk formácií v danej sukcesii môže byť pôvodný – litologický, alebo je už tektonický. Geodynamický pôvod vyčlenených formácií sa analyzuje osobitne, lebo z pohľadu výsledkov viacerých metód prichádza do úvahy viac interpretácií.

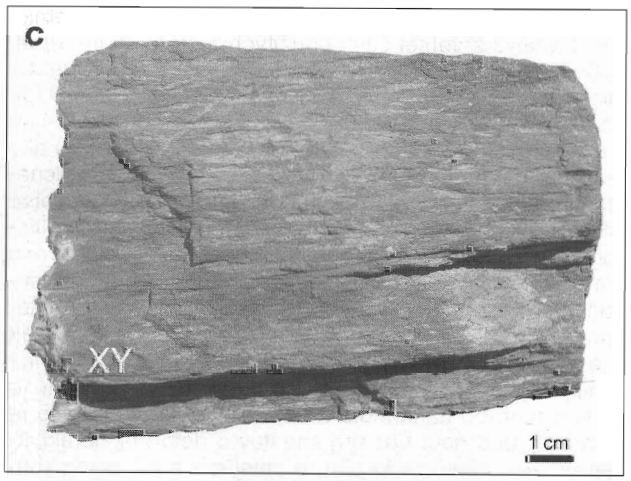
V obr. 1 dávame do vzťahu pôvodne vyčlenené litologické formácie A1-A5, B1-B5 v rámci sukcesií (Putiš in Plašienka et al., 1991, obr. 2) k novopublikovanej litostratigrafickej schéme (Putiš et al., 2004, obr. 3) zostavenej podľa nepublikovaného rukopisu a legendy k mape (Putiš, 2001, in Pomorský et al., 2002), kde sú názvy formácií odvodené od typových lokalít ich výskytu.

Na pezinskej (I.) sukcesii (s formáciou A1 a B1) leží tektonicky marianska sukcesia (s f. A5 a B5). V marianskej sú litologické znaky (zachovaná vrstvovitosť – obr. 3c in Putiš, 1987), ktorými v spodnej časti (formácia A5) pripomína flyšoidný komplex (formácia A2) pieskovcov a bridlíc harmónskej formácie. Jej vrchnou časťou je horizont (formácia B5) polôh bazaltového tufu a laminovaných tufitov s doskou karbonátu v slienitej bridlici (medzi Mariankou a Borinkou), ktorou pripomína vrchnú časť harmónskej formácie (A2). To je dôležitý záver pre rekonštrukciu predgranitoidnej tektoniky v oblasti bratislavského masívu, pretože marianska sukcesia (formácia A5 + B5) leží tektonicky na formácii A1 (limbašskej ako súčasť pezinskej skupiny). Formácie A5 + B5 zodpovedajú spodnej a strednej časti novodefinovanej marianskej formácie a skupine. Vrchnú časť skupiny tvoria čierne grafiticko-aktinolitické bridlice vyjadrené spodkom formácie B1 (zodpovedá lamačskej formácii najvrchnejšej časti marianskej skupiny). Metabazity vrchu formácie B1 zodpovedajú formácii Svätého vrchu perneckej skupiny. Sekvencie formácie B1 sú zvrchu zavrásnené, a teda tektonicky vklinené medzi formáciu A1 a A5 a sú dobre do hĺbky identifikovateľné geofyzikálnymi metódami (Bielik et al., 1992). Metabazity formácie B1 (zodpovedajú formácii Svätého vrchu perneckej skupiny) pôvodne tektonicky ako pernecký príkrov prekrývali formáciu A1 aj A5 pezinsko-marianskeho príkrovu.

Komplex metabazitov a sprievodných metasedimentov v oblasti Perneka bol označený ako formácia B2 (zodpovedá formácii Čertovho kopca perneckej skupiny).







Obr. 2. Duktilne deformované plagioklasové metagabro na báze perneckého príkrovu. (a) rez XZ (pozdĺž lineácie roztiahnutia a kolmo na mylonitickú foliáciu) s roztiahnutými svetlými porfyroklastmi plagioklasu, (b) rez YZ (kolmo na lineáciu a foliáciu) s viac-menej izometrickou formou mierne sploštených porfyroklastov, (c) rez XY (paralelne s foliáciou) s roztiahnutou (v reze XZ) a súčasne širšou formou porfyroklastov v dôsledku ich stlačenia (v reze XZ). Celková tulcovitá forma porfyroklastov naznačuje deformáciu v poli rozťahovania (Flinn, 1962).

Fig. 2. Ductilely deformed plagioclase metagabbro at the base of the Pernek nappe. (a) XZ cut (along stretching lineation and perpendicular to mylonitic foliation) with stretched pale plagioclase porphyroclasts, (b) YZ cut (perpendicular to lineation and foliation) with more or less isometric form of slightly flattened porphyroclasts, (c) XY cut (parallel to foliation) with stretched (in XZ direction) and at the same time wider form due to flattening (in XZ direction). General sheath-like form indicates deformation in constriction field (Flinn, 1962).

Tá v pezinskej (II.) sukcesii tektonicky spočíva na vulkanickosedimentárnej formácii B1 (zodpovedá vrchnej časti marianskej formácie marianskej skupiny), ktorá zasa tektonicky leží na formácii A1 – metapelitov (zodpovedá limbašskej formácii pezinskej skupiny). Litológia, a teda sled formácií a členov, ako aj tektonické hranice medzi formáciou B2 a B1, ako aj B1 a A1 tejto (II.) sukcesie presne fixuje profil vrtu v Podbabskej doline, ktorého horninové jadro som petrograficky a mikroštruktúrne hodnotil pre tektonickú mapu Maheľa et al. (1983). Formácia B2 v perneckej (III.) sukcesii tektonicky spočíva na formácii A2 (harmónskej, inde aj na dubovskej). Formácia B3 v harmónskej (IV.) sukcesii (dubovská) tektonicky leží na formácii A3 (harmónskej) a ďalej na SV aj na formácii A4 dolianskej sukcesie. Z analýzy pozície formácie B2 v pezinskej (I. a II.) aj perneckej (III.) sukcesii jednoznačne vyplýva, že formácia B2 je voči podložným formáciám tektonicky obmedzená a osamostatnila sa vo forme (perneckého) príkrovu nasunutého na podložné formácie. Formuláciou, že modranské granitoidy intruzívne prenikajú tektonicky zbližené formácie B2 (Čertovho kopca) a A2 (harmónsku), sme podali prvý doklad o predgranitoidnej tektonike v modranskom masíve. Takýto záver o predgranitoidnej tektonike sme uviedli už v práci Plašienku et al. (1991, s. 198) a aj graficky ho vyjadrujeme v novších prácach (Putiš, 1994 – obr. 14; Putiš in Plašienka et al., 1997 – obr. 6; Putiš in Chovan et al., 1999, s. 175 a obr. 1; Putiš, 2001, in Pomorský et al., 2002; Putiš et al., 2004, obr. 3). Podobne dokumentujeme predgranitoidnú tektoniku aj v bratislavskom masíve, v ktorom bratislavský granit intruduje do tektonicky zbliženej formácie A1 (limbašskej) a B1 (marianskej a Svätého vrchu; Putiš in Plašienka et al., 1991 – obr. 2 a s. 198; Putiš in Krist et al., 1992; Putiš et al., 2004). Ako prejav postgranitoidnej tektoniky sme interpretovali násun perneckо-harmónskej jednotky s modranským granodioritom na pezinsko-marianskу s bratislavským granitom (Putiš, 1992, obr. 6–8; Putiš, 2001, in Pomorský et al., 2002), čo je to isté ako násun perneckо-kuchynského príkrovu cez pezinsko-marianský príkrovový komplex (Putiš et al., 2004).

Litostratigrafia klastogénnych formácií je najlepšie dokumentovaná a vekovo preukázaná v markrovom horizonte vrstiev kremenného drobového pieskovca harmónskej formácie. Vzorka litickej droby, ktorú som dal na palynológiu (z okolia kóty Čajlanská Malá homoľa) obsahovala až 35 % veľmi dobre zachovaných morských sporomorf a dal sa z nej určiť najvyšší stupeň devónu – ems (Planderová a Pahr, 1983). Z toho vyplýva, že klastogénne formácie MK sú sotva mladšie ako najvrchnejší spodný devón, ems (Putiš in Plašienka et al., 1991; Putiš in Krist et al., 1992). Tenká poloha metabázik vystupujúca laterálne nad litickou drobou (oblasť Harmónie) a čiastočne

aj v nich môže patriť už do stredného devónu (?). Spodnodevónsky až strednodevónsky vek predpokladáme aj pre komplex metabázik a sprievodných sedimentov v oblasti Čertovho kopca a Svätého vrchu. To všetko je v litologických schémach zahrnuté, vrátane hrúbky formácií. Naša najnovšia schéma litostratigrafického členenia (Putiš, 2001, in Pomorský et al., 2002; Putiš et al., 2004) je len prehľadnejšou formou členenia s doplneným opisom formácií a členov z predchádzajúcich publikácií.

Uvedené poznatky boli základom prvých korelačných paleotektonických schém, v ktorých sa hlavne na základe príbuzných litologicko-petrografických, metamorfno-deformačných, ale aj vtedajších geochemických údajov (Khun, 1985; Hovorka in Grecula a Hovorka, 1987) už počíta s metabazitmi a sedimentmi formácie B2 perneckej sukcesie ako s reprezentantom oceánskej kôry zaoblúkového (?) bazéna (Putiš, 1992 – obr. 5, doplnená korelačná skica Frischa a Neubauera, 1989, v ktorej sa porovnáva s ofiolitovými komplexmi Habach a Stübach Východných Álp). Tento model sa prevzal aj do schémy paleotektonického vývoja staršieho paleozoika Západných Karpát (Putiš a Grecula in Plašienka et al., 1997 – obr. 6) v súvislosti s vývojom oceána *Palaeotethys* (Stampfli, 1996) a nasledujúcim vývojom neskorovariskej akrečnej prizmy južného okraja variscíd pri jeho uzatváraní. V schéme sa predpokladá aj paleotektonická príbuznosť medzi rakoveckým komplexom gemerika a perneckým komplexom MK ako reliktov oceánskej kôry devónskeho oceánskeho bazéna.

Nové litologické, ako aj tektonické členenie staropaleozoického kryštalinika MK umožnilo urobiť schému paleotektonického prostredia vzniku rudných mineralizácií MK a definovať ich vzťah voči vyčleneným sedimentárno-magmatickým formáciám (Chovan et al., 1999, obr. 1).

Ďalšia etapa podrobného štúdia centrálnej časti kryštalinika MK prebiehala v rokoch 1998–2000. Výsledky sú v rukopisnej správe pre Slovzeolit, s. r. o., a MŽP SR (Putiš, 2001, in Pomorský et al., 2002) s prílohou novej farebnej (digitalizovanej) mapy centrálnej časti MK v mierke 1 : 25 000 (s mojím autorstvom z roku 2001!) a s podrobnou litologickou legendou a geologickým rezom, v ktorom sa používajú litostratigrafické termíny, ako je napr. formácia Čertovho kopca ako reprezentant perneckej skupiny a oceánskej kôry, ale aj formácie pezinskej skupiny kontinentálnej kôry. Tieto podklady sú zahrnuté do publikácie Putiša et al. (2004). Mapa sa utvorila z podkladov v mierke 1 : 10 000 až 1 : 5000. Hoci sa na účely publikácie čiastočne zjednodušila, používa sa v nej rovnaké označenie tektonických hraníc, a teda predgranitoidnej príkrovovej plochy medzi perneckým a kuchynským príkrovom (t. j medzi formáciou Čertovho kopca a dubovskou) resp. pogranitoidnej príkrovovej plochy medzi pernecko-kuchynským a pezinsko-marianskym príkrovovým komplexom. Tu si dovoľujem zacitovať časť zo „stanoviska" Ivana a Méresa, že ani počas prípravy publikácie Ivan et al. (2001) im také detailné litologické a tektonické členenie a jeho priestorová lokalizácia, ako ho opisujú vo svojom rukopise, vtedy ešte nebolo známe. Im zrejme nie, ale mne áno, keďže presne tieto publikované výsledky som (našťastie) odovzdal aj do rukopisnej správy pre Slovzeolit, s. r. o., a MŽP SR ešte v roku 2001. Za túto možnosť som veľmi povďačný, lebo ináč by sa mi priorita novšie prezentovaného litostratigrafického členenia a tektonickej mapy veľmi ťažko obhajovala, aj keď je všeobecne známe, čím sa uvedení autori zaoberajú.

Geochemické štúdium metabazitov (Ivan et al., 2001) prinieslo podporné argumenty v prospech doterajšieho členenia a geodynamickej interpretácie vývoja staršieho paleozoika MK v tom zmysle, že sa potvrdila existencia oceánskej resp. suboceánskej kôry z hľadiska aplikovaných geochemických metód. Nimi sa odlíšili ochudobnené alebo obohatené (na LREE) zdroje metabazitov, a teda konštatovanie, že ide o oceánsku kôru je tiež iba interpretácia z geochemických údajov. Chemizmus hovorí len o zdroji, a nie priamo o paleotektonickom prostredí (napr. Winter, 2001). Práca dokumentuje chemizmus blízky oceánskej kôre ako pôvodný publikovaný údaj, hoci nie všetky analýzy tomu zodpovedajú. Napr. pomer $(La/Sm)_N$ značne prekračuje normovanú hodnotu 0,7 a tým sa dostávame aj do poľa prechodných typov, čo zistil už Hovorka (in Grecula a Hovorka, 1987). To sú priority týchto prác, ktoré náležite v našom článku citujeme (Putiš et al., 2004).

Diskusia

Práca Ivana a Méresa (v tlači) sa na základe chemických analýz z veľkej časti použitých z práce Ivana et al. (2001) pokúša podať nové litostratigrafické, ako aj tektonické členenie staropaleozoických komplexov na základe metodík, ktoré autori neaplikovali, a preto – podľa môjho názoru – vonkoncom nemá takú výpovednú hodnotu ako práca Ivana et al. (2001), ktorá vznikla aj vďaka predchádzajúcej spolupráci autorov. V odovzdanom rukopise skupiny nie sú podložené formáciami či podrobnejším litologicko-petrografickým členením reálnych profilov z terénu na členy, a preto som obrázok (7) v tejto forme neodporučil publikovať. Rovnako aj na zostavenie „novej" tektonickej mapovej schémy chýbajú autorom akékoľvek vlastné štruktúrnogeologické údaje a samotný chemizmus je nepostačujúci. Napr. v oblasti Kolárskeho vrchu je to len nahrubo natiahnutá hrubá čiara bez údajov, čo je nad a čo pod ňou, bez argumentov o deformačnorekryštalizačnom vývoji, a to platí o celej ich skici, preto som obrázok (8) v takejto forme neodporučil publikovať. Navrhnuté litostratigrafické členenie staršieho paleozoika MK vrátane tektonickej mapy je v takejto forme neprijateľné, a tak som v posudku žiadal litostratigrafický termín „skupina" nahradiť vhodnejším „litochemický komplex" a z tohto pohľadu by potom obrázky mohli byť prijateľné, lebo je to v súlade s ich metodickým prístupom. V takom prípade by bola opravená práca publikovateľná, ale priorita (lito)chemického členenia na kontinentálnu a oceánsku/suboceánsku kôru by aj tak zostala práci Ivana et al. (2001). Autori návrh neakceptovali. Nepovažovali sme za vhodné rukopis tejto práce citovať len preto, že som sa o ňom náhodou dozvedel pri recenzii.

Náš článok (Putiš et al., 2004) je súhrnom našich vlastných výsledkov aj z posledných rokov a chemizmus blízky oceánskej kôre citujeme z pôvodného článku Ivana et al. (2001) Geodynamická charakteristika hrubého komplexu metabazitov a sprievodných sedimentov je v našich prácach dostatočne vysvetlená a náležite podložená z pohľadu výsledkov viacerých metód a spolupráce s ďalšími špecialistami (Putiš, 1992, 1994; Putiš a Grecula in Plašienka et al., 1997; Putiš in Chovan et al., 1999; Ivan et al., 2001; Putiš a Uher, 2002; Hrdlička et al., 2003; Putiš, 2001, in Pomorský et al., 2002; Putiš et al., 2004). Teraz by naopak bolo vhodné citovať výsledky o litostratigrafickom členení, granitoidnom magmatizme,

vzťahu ekonomicky významných mineralizácií k formáciám a tektonometamorfnému vývoju staršieho paleozoika MK zhrnuté v našom najnovšom článku (Putiš et al., 2004), ako aj v rukopise Ivana a Méresa (v tlači), lebo to je aj v nadpise avizovaný predmet novej práce Ivana a Méresa (l. c.). Nepredpokladáme, že sa tak stane.

V posledných rokoch sa venujem analýze duktilnej bázy exhumovaného perneckého príkrovu. Ako dokumentáciu pripájam obr. 2 s fotografiami orientovaných rezov XZ, YZ a XY konečnej deformácie strednoteplotných (variských) mylonitov metabazitov – plagioklasových metagabier s extrémne roztiahnutými (pôvodne zrejme magmatickými výrastlicami) porfyroblastmi plagioklasu v dynamicky rekryštalizovanom matrixe amfibolov a plagioklasu. Významným členom komplexu sú konkordantné, a hlavne diskordantné žily doleritických gabier. Napriek metamorfóze, ale súčasne len slabej deformácii si plagioklas aspoň sčasti zachováva rozpoznateľnú pôvodnú magmatickú hypidiomorfnú formu. Reliktom magmatickej štruktúry môže byť generácia všesmerne orientovaného hnedého až hnedozeleného ako aj hypidiomorfného až idiomorfného stmavnutého oxiamfibolu. Metamorfnú asociáciu tvoria porfyroblasty modrozeleného až modrastého hrubozrnného amfibolu, albitický plagioklas, novší tenkoprizmatický a ihličkovitý (bezfarebný až slabo pleochroický) aktinolitický amfibol, epidot klinozoisit, titanit a opakové minerály (oxidy), ojedinele kremeň (aj sekundárny), chlorit a karbonáty. Nové údaje o litológii a chemizme metamafitov, ich deformačnom režime, metamorfóze a o datovaní (Ar-Ar a SHRIMP) pripravujeme ako samostatný príspevok, a preto v nasledujúcej časti ako doplnkovú podávame informáciu o deformačnom vývoji pezinsko-perneckého kryštalinika s platnosťou pre širší región kryštalinika MK.

Kolíznotranspresný vejár metamorfnej foliácie je charakteristickým tektonickým štýlom oblasti pezinsko-perneckého kryštalinika. Vznikol v dvoch samostatných etapách, ako to naznačujú mezoštruktúry a mikroštruktúry v zóne tektonického styku dvoch pogranitoidných príkrovových komplexov (Putiš, 1987, 1992). Horninové komplexy tejto zóny sa exhumovali v transpresnom režime medzi kolidujúcimi kontinentálnymi blokmi. Strednoteplotné mylonity plagioklasových gabier až porfyritov majú výraznú lineáciu rozťahovania zvýraznenú roztiahnutými porfyroklastmi plagioklasu (pri teplote ca 500 °C) v drobno až jemnozrnnom matrixe dynamicky rekryštalizovaného amfibolu a plagioklasu (obr. 2). Lineácia rozťahovania je paralelne orientovaná s transpresnou zónou smeru SZ–JV. Takéto deformácie nemajú analóg v ostatných predalpínskych komplexoch MK. Ide o deformačnú metamorfózu (mylonitizáciu) neskorej etapy exhumácie metabazaltov, metagabier a porfyritov pravdepodobne z vrchnej časti subdukčnej zóny (?), lebo priamy doklad o vysokotlakovej minerálnej paragenéze doteraz chýba. Predpokladaný vek deformácie je neskorometamorfný a predgranitoidný. Križujú ich alpínske úzko lokalizované zóny veľmi nízkoteplotných ultrakataklazitov a tektonickej brekcie (Putiš, 1986). Pogranitoidná etapa (mladšia ako U-Pb vek modranského granodioritu/tonalitu, ca. 320 miliónov rokov, Shcherbak et al., 1988) kolíznotranspresnej tektoniky medzi pezinsko-marianskym príkrovovým komplexom na jz. a pernecko-kuchynským na sv. strane kolíznotranspresnej zóny spôsobila charakteristický vejárovitý rozptyl orientácie metamorfno-mylonitickej foliácie a lineácie v horizontálnom aj vertikálnom reze v obidvoch príkrovových komplexoch. Napr. pararuly jz. bloku sa vyznačujú tesnými a roztiahnutými medzifoliačnými vrásami, strmo spadajúcou metamorfno-duktilnou klivážou osovej roviny na SV pod pernecko-kuchynský príkrovový komplex. V poslednej etape transpresie vznikol charakteristický systém klivážových vrás so strmo sklonenou vrásovou osou na SV (oblasť medzi Pezinskou babou a Pernekom, Putiš, 1987) V tejto zóne sa fragment tzv. ložiskového kryštalinika v oblasti Kolárskeho vrchu od hlavného telesa perneckého príkrovu oblasti Čertovho kopca tektonicky odsunul. V odsunutom fragmente sú metabazity a metasedimenty perneckej skupiny (perneckého príkrovu) zošupinovatené a laterálne sa zastupujú s podložnými metasedimentmi a metavulkanitmi kuchynského príkrovu podľa strmo sklonených strižnozlomových plôch orientovaných pod malým uhlom voči hlavnej diskontinuite kolíznotranspresnej strižnej zóny. Situácia teda nie je taká jednoduchá, ako ju dokumentuje (veľmi schematicky) Ivan a Méres (l. c.) vo svojom článku v obr. 8, ktorý je vzdialený realite.

Záver a paleotektonická interpretácia súčasných údajov

Staršie paleozoikum MK obsahuje nasledujúce štyri litostratigrafické skupiny členené na formácie a členy (Putiš et al., 2004):

(1) Pezinská skupina (s limbašskou formáciou) vznikala najďalej od riftovej zóny pravdepodobne smerom na J a je typická pomerne monotónnou sekvenciou ílovito-piesčitých bridlíc pripomínajúcou pasívny okraj (relikt pôvodného pasívneho okraja panafrického orogénu?).

(2) Pravdepodobne južný okraj riftogénneho bazéna kontinentálneho okraja resp. synriftovo členitý šelf predstavuje marianska skupina (s marianskou a lamačskou formáciou) v nadväznosti na pezinskú. Hrubé lavice drobového pieskovca, ako aj vulkanicko-sedimentárne súvrstvie s lavicou vápenca v slienitej bridlici v jej strednej časti a tmavé silicitické bridlice v jej vrchnej časti dávame do vzťahu s rozťahujúcou sa kontinentálnou kôrou, a teda s jej riftogenézou. Extenziu mohla vyvolať severovergentná subdukcia oceánskej kôry oceána *Prototethys* ďalej na S v silúre a na hranici silúr/devón (Matte, 1991). Riftogénny bazén sa stal súčasťou systému devónsko-spodnokarbónskych bazénov oceána *Palaeotethys* (Stampfli, 1996; Putiš a Grecula in Plašienka et al., 1997, obr. 6)

(3) Pravdepodobne severný okraj riftovej zóny resp. synriftovo veľmi členitý šelf na výrazne stenčenej kontinentálnej kôre predstavuje kuchynská skupina (s harmónskou a dubovskou formáciou). Môže byť južným okrajom kôry s vyššiestupňovými metamorfitmi na S driftovanej ibersko-armorickej mikroplatne. Neskôr nadobudla povahu aktívneho kontinentálneho okraja nad zónou severovergentne subdukovanej oceánskej kôry systému okrajových bazénov (vrátane perneckého, ale aj rakoveckého, ako súčasť *Palaeotethys*). Tonality modranského plutónu môžu súvisieť s nadsubdukčným magmatizmom.

(4) Centrálnou časťou riftovej zóny, pravdepodobne charakteru menšieho oceánskeho bazéna, sú hlbokovodné tmavosivé silicitické sedimenty postriftového prehĺbenia, ako aj sprievodné bazalty, doleritické a hrubozrnné plagioklasové gabrá a porfyrity perneckej skupiny (s formáciou Čertovho kopca a Svätého vrchu) ako prejav novovzniknutej oceánskej kôry. Paleotektonicky ju para-

lelizujeme s rakoveckou skupinou fundamentu gemerika (Putiš a Grecula in Plašienka et al., 1997, obr. 6). Báza perneckého príkrovu sa vyznačuje duktilnou deformáciou plagioklasu metabazitov pri teplote aspoň 500 °C.

Riftogenéza vyplýva aj z rozdielneho chemizmu tmavých silicitických bridlíc (Khun, 1985) perneckej (formácie Čertovho kopca) a kuchynskej (dubovskej formácie) skupiny. Prostredie otvoreného mora, a teda oceána naznačujú čierne bridlice „produktívnych zón" perneckej skupiny s mineralizáciami typickými pre oblasti podmorskej hydrotermálnoexhalačnej vulkanickej činnosti (Chovan et al., 1992, 1999). Riftogenézu a jej postup naznačuje aj rozdielny chemizmus metabazitov perneckej (blízky typom N-MORB) a kuchynskej resp. aj pezinskej skupiny (blízky typom E-MORB/OIT alebo CT; Hovorka in Grecula a Hovorka, 1987; Ivan et al., 2001).

Poďakovanie. Terénne a laboratórne práce sa hradili z grantu APVT-20-016-104 (M. P.) a VEGA (# 1/1022/04, M. P.).

Literatúra

Bielik, M., Sitárová, A., Plašienka, D. & Putiš, M., 1992: Three-dimensional quantitative interpretation of gravity anomalies in the SW part of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Carpath., 43, 3, 139–146.*

Cambel, B., 1954: Geologicko-petrografické problémy severovýchodnej časti kryštalinika Malých Karpát. *Geol. Práce, Zoš., 36, 3–74.*

Cambel, B. & Čorná, O., 1974: Stratigraphy of the crystalline basement of the Malé Karpaty Mts. in the light of the palynological investigations. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 231–241.*

Čillík, I., Sobolič, P. & Žákovský, R., 1959: Niekoľko poznámok k tektonike pezinsko-perneckého kryštalinika. *Geol. Práce, Zpr., 15, 43–64.*

Chovan, M., Rojkovič, I., Andráš, P & Hanas, P., 1992: Ore mineralization of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 43, 275–286.*

Chovan, M., Putiš, M., Németh, Z., Maťo, L., Andráš, P & Jeleň, S., 1999: Rudné mineralizácie so zlatom v Západných Karpatoch, paleotektonická pozícia (Gold-hosted mineralizations in the Western Carpathians, paleotectonic position). *Mineralia Slov., 31, 3, 175–178.*

Flinn, D., 1962: On folding during three dimensional progressive deformation Q. J1. *Geol. Soc. Lond., 118, 385–428.*

Frisch, W & Neubauer, F., 1989: Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. *Geol. Soc. Amer. Sp. Pap., 230, 91–100.*

Grecula, P. & Hovorka, D., 1987: Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians. *In: H. W. Flügel, F. P. Sassi & P Grecula (eds.). Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 251–270.*

Hrdlička, M., Uher, P., Putiš, M. & Ondrejka, M., 2003: The granitic rocks of the Malé Karpaty Mts. Central part: The geochemistry and petrology. *In: Geochémia 2003. Konferencie. Sympóziá. Semináre. Bratislava, GÚDŠ, 120–121.*

Ivan, P , Méres, Š., Putiš, M. & Kohút, M., 2001 Geochemistry of metabasalts and metasediments from the Malé Karpaty Mts. crystalline complex (Western Carpathians) Evidence for Early Paleozoic riftogeneous basin and oceanic crust. *Geol. Carpath., 52, 67–78.*

Ivan, P & Méres, Š., 2006: Litostratigrafické členenie a pôvod staropaleozoickej časti kryštalinika Malých Karpát – nový pohľad na základe výsledkov geochemického výskumu. *Mineralia Slov., 38, 165–179.*

Ivan, P & Méres, Š., 2006: Stanovisko k posudkom recenzentov. *Mineralia Slov., 38, 180.*

Khun, M., 1985: Geochemical differentiation of black shales of the Harmónia Group from the crystalline basement in the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36, 17–27.*

Krist, E., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystalline complexes. *Bratislava, Comen. Univ. Press, 324.*

Mahel, M. & Cambel, B., 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Mahel, M., Putiš, M., Plašienka, D. & Klukan, B., 1983: Tektonická mapa Malých Karpát 1 100 000. *Archív GÚDŠ Bratislava.*

Matte, Ph., 1991 Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics, 196, 309–337.*

Planderová, E. & Pahr, A., 1983: Biostratigraphical evaluation of weakly metamorphosed sediments of Wechsel Series and their possible correlation with Harmónia Group in Malé Karpaty Mts. *Mineralia Slov., 15, 385–436.*

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M., 1991 Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts.. An overview. *Geol. Carpath., 42, 195–208.*

Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M. & Hovorka, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: An overview. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological Evolution of the Western Carpathians Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, 1–24i.*

Pomorský, F., Putiš, M. & Stašík, L., 2002: Komplexné zhodnotenie zatvoreného ložiska Pezinok. Záverečná správa so stavom ku 28. 2. 2002. *Slovzeolit, s. r. o., archív, Spišská Nová Ves a MŽP SR Bratislava.*

Putiš, M., 1986: Cataclastic metamorphism of metapelitic and metabasic rocks in the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 225–243.*

Putiš, M., 1987: Geológia a tektonika juhozápadnej a severnej časti kryštalinika Malých Karpát. *Mineralia Slov., 19, 135–157.*

Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath., 43, 369–380.*

Putiš, M., 1994: South Tatric-Veporic basement geology: Variscan nappes; Alpine thick-skinned and extensional tectonics (Low Tatra Mts., Slovak Ore Mts. NW, the Western Carpathians). *Mitt. Österr. Geol. Gesell. (Wien), 86, 83–99.*

Putiš, M. & Uher, P., 2002: Paleozoic complex of the Malé Karpaty Mts. *XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava. Excursion Guide, 140–142.*

Putiš, M., Hrdlička, M. & Uher, P., 2004: Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát. *Mineralia Slov., 36, 183–194.*

Shcherbak, N. P., Bartnitsky, E. N., Mitskievich, N. Y., Stepanyuk, L. M., Cambel, B. & Grecula, P , 1988: U-Pb radiometric determination of the age of zircons from Modra granodiorite, Malé Karpaty Mts., and porphyroid from Spiš-Gemer Ore Mts., Lower Paleozoic (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 427–436.*

Stampfli, G. M., 1996. The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geol. Helv., 89, 13–42.*

Winter, J. D., 2001 An introduction to igneous and metamorphic petrology. *New Jersey, Prentice-Hall Inc., 606.*

Rukopis doručený 3. 4. 2006

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 38, č. 2

Obsah

4. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti 1
75. výročie založenia Komitétu pre akcesorické minerály a výskum akcesorických minerálov vo svete a u nás 24
Upozornenie 25
Spomienka na F. J. K. Beckeho 26
Kronika 27
Erráta 28

4. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti

Dušan Plašienka

15. decembra 2005 sa vo Veľkej sále D. Štúra konal štvrtý celodenný „predvianočný" výročný seminár SGS s podtitulom *Slovenská geológia v polovici prvej dekády tretieho milénia.* Seminár, ako je už tradíciou, mal ambíciu prezentovať aktuálne nové výsledky geologického výskumu na Slovensku v čo najširšom spektre geologických disciplín. Rovnako sa v súlade s tradíciou pri výročiach významných geologických udalostí a osobných jubileách význačných slovenských geológov usporadúvajú aj tematické sympóziá.

V dopoludňajšom programe seminára odzneli nasledujúce referáty a prednášky:

D. Pivko: Stavebné a dekoračné kamene Nitrianskeho hradu

E. Tokárová, R. Vojtko, Ľ. Sliva, J. Hók: Štruktúrna analýza a paleonapäťová rekonštrukcia oblasti Spišskej Magury a Podhalia

J. Soták: Vysokorozlišovacia analýza pelagického súvrstvia stredného eocénu na Hornej Nitre – bio-, evento- a cyklostratigrafia

J. Hók: Mylonit a blastomylonit

J. Kráľ, J. Hók, P. Čech: Nové geochronologické údaje z granitoidov Tribeča

J. Kráľ, W. Frank, J. Ivanička, J. Hók: Nové geochronologické výsledky zo severnej časti Považského Inovca

I. Petrík, P. Konečný: Interpretácia chemického datovania monazitu na príklade ortorúl Nízkych Tatier

M. Kováčik, P. Konečný, P. Siman, V. Kollárová, I. Holický: Chemické datovanie monazitu v metamorfitoch kohútskej zóny – príspevok do štúdia geologických procesov

P. Koděra, J. Lexa, V. Kollárová: Charakteristika fluíd a asociujúcich premien na Cu ± Mo, Au porfýrovom ložisku Vysoká-Zlatno

M. Urban, P. Konečný: Superhusté inklúzie CO_2 v kriedových kremenno-antimonitových žilách pri Čučme (Spišsko-gemerské rudohorie)

V. Hurai: Nový pohľad na genézu sideritovo-sulfidických žíl gemerika

V rámci sympózia **50 rokov výskumu akcesorických minerálov na Slovensku** sa prezentovali príspevky:

P. Uher, I. Broska, M. Ondrejka: Zirkón v predalpínskych granitoch a pegmatitoch Západných Karpát – typológia, vnútorná zonalita a variácie chemického zloženia ako indikátory petrogenézy

I. Broska, P. Uher, M. Hrdlička: Apatit, monazit a xenotím – akcesorické fosfáty v hercýnskych granitoch Západných Karpát

M. Ondrejka, P. Uher, J. Pršek, D. Ozdín, M. Putiš: Substitučné vzťahy v systéme $REEXO_4$ (X = P, As, Si, S, Nb) na príklade ryolitov typu A silicika (Západné Karpaty)

M. Ondrejka, P. Uher, M. Putiš: Oxytermometria Fe-Ti oxidov z ryolitov typu A silicika (Západné Karpaty)

V popoludňajšom bloku sa najskôr odovzdali diplomy SGS za najvýznamnejšie geologické práce v rokoch 2001–2004 a ďakovné listy jubilantom, ktorým sa potom predniesli zdravice:

D. Vass: RNDr. Ján Gašparik sa dožil osemdesiatky

J. Lexa: K sedemdesiatinám Vlastimila Konečného – jeho prínos do poznania neovulkanitov Slovenska

M. Polák: Zdravica k jubileu Antona Bieleho

O. Franko, M. Zakovič: Anton Biely – „člen korešpondent hydrogeológie"

Príspevky na sympóziu venovanom jubileu ***RNDr. Vlastimila Konečného, CSc.***

L. Šimon: Nové vulkanologické poznatky z veporského stratovulkánu

L. Šimon: Neovulkanity zo stredného Slovenska sú súčasťou Geoparku Praha (úvodná informácia o medzinárodnom projekte s Českou republikou)

V. Konečný: Banskoštiavnický geopark

D. Vass: Vek a okolnosti vzniku akumulácie kostí v Kostnej doline pri Hajnáčke

Príspevky k jubileu ***RNDr. Antona Bieleho, CSc.***

J. Mello et al Nová geologická mapa Považia 1 50 000

M Kohút, M. Havrila: Devón v Považskom Inovci – litológia geodynamické konzekvencie vo vývoji paleozoika a stavby Západnych Karpát

M Havrila, M. Kohút. Polymiktné zlepence Zlatého vrchu v Považskom Inovci – báza lúžňanských vrstiev – litológia a zdroj materiálu

Z. Németh, M. Radvanec, Ľ. Hraško, J. Madarás: Ochtinská zóna z pohľadu nových výsledkov mapovacieho a petrologického výskumu v stykovej zóne veporika a gemerika

M Olšavský. Faciálne asociácie a stavba maluzinského suvrstvia

M. Havrila, D Plašienka: Časové relácie umiestňovania príkrovov hronika

J. Hók: Interpretácia pokračovania pohorelskej línie v predterciérnom podloží stredoslovenských neovulkanitov

Účastníci seminára si pripomenuli aj smutnú udalosť roku 2005 sympóziom venovanom pamiatke ***RNDr. Miloša Rakúsa, CSc.***

†M. Rakús, J. Hók, J. Král', J. Kotulová, V. Fejdi: Turčianska kotlina – geotektonická, geotermická a geomorfologická štúdia

J. Schlögl, †M. Rakús: Nové Ammonitida zo strednej jury czorsztynskej jednotky pieninského bradlového pásma

†M. Rakús, D. Boorová, J. Hók: Nález vápenca vrchnej kriedy v severnej časti Považského Inovca

Š. Józsa, R. Aubrecht: Nižnianska jednotka bradlového pásma – nový pohľad na jej stratigrafiu a paleogeografickú pozíciu

J. Schlögl, A. Tomašových: Nové poznatky o vršateckých vápencoch (czorsztynská jednotka, pieninské bradlové pásmo)

Záverečná prednáška sa niesla v populárnejšom duchu:

J. Lexa, M. Chovan, P. Bačo, F. Bakos, R. Vojtko: Za platinou do Mongolska

Po celý deň boli v prednáškovej miestnosti vystavené aj postery:

B. Chalupová, Ľ. Sliva: Rybia fauna z vrtu ŠVM 1-Tajná (Slovensko)

V. Fejdi, I. Baráth: Nový modelový prístup k faciálnej interpretácii bázy panónu v južnej časti viedenskej panvy

M. Golej: Geologicko-paleontologické štúdium plytkovodných súvrství v jz. časti Strážovských vrchov (Čierna Lehota, Valaská Belá)

M. Karol: Rangifer tarandus Linnaeus 1758 a iné pleistocénne cicavce z mladopaleolitického táboriska v Trenčianskych Bohuslaviciach

Pripájame abstrakty väčšiny príspevkov zo seminára. Najskôr sa uvádzajú vedecké referáty a prednášky v poradí, v akom odzneli, potom nasledujú abstrakty vývesiek a na konci sú zdravice jubilantom.

D. PIVKO: **Stavebné a dekoračné kamene Nitrianskeho hradu**

Nitriansky hrad patrí medzi najcennejšie historické stavebné pamiatky na Slovensku. Postavený je na izolovanom kopci trčiacom z alúvia. Tento tvrdoš od jadrového pohoria Tribeč odrezala rieka Nitra a obklopujú ho jej fluviálne sedimenty. Na severnom úpätí hradného kopca sú tektonizované biotitické granodiority až tonality (karbón) Väčšinu kopca nad nimi tvoria vrstvy piesčitého a krinoidového vápenca s rohovcom (hetanž – sinemúr)

Na vrchole hradného kopca stojí hrad obkolesený múrmi. Hrad je výsledkom výstavby v rôznych obdobiach, dokázateľne od poveľkomoravského, a súčasnú podobu dostal v 18. stor. Skladá sa z katedrály, biskupského paláca, hospodárskych budov a z opevnenia.

Prieskumu stavebných kameňov sa dosiaľ nikto systematicky nevenoval. V nasledujúcom texte uvádzame prvé poznatky z prieskumu kameňov katedrály a lapidária hradu. Katedrála sa skladá z Kostola sv. Emeráma, Horného a Dolného kostola.

Románsky Kostol sv. Emeráma bol postavený na začiatku 13. stor. Kamenné kvádre kostola sú z neznámeho, asi neogénneho belavého až žltkastého kremenného pieskovca aj so šikmým zvrstvením z ružovkasteho, zelenkastého, žltkastého rozpadavého andezitu neznámeho pôvodu a zo svetlého vápenca s prierezmi rias – pravdepodobne z neogénnych hlavinských vrstiev Hornej Nitry. Vnútro kostola bolo upravené v rokoch 1930–1933. Oltár je urobený z levického zlatého ónyxu, vrchná platňa z tmavočerveného sliveneckého alebo suchomastského mramoru z barrandiénu z Čiech. V devónskom vápenci vidno články krinoidov. Dlažba je pokrytá platňami bešeňovského travertínu z Liptova a schody sú zo spišského travertínu.

Na vrchole skalnej vyvýšeniny stojí *gotický Horný kostol* z 14. stor. Po mnohých poškodeniach bol v 18. stor. barokovo prestavaný. Na hlavný oltár sv. Spasitela sa použil dekoračný kameň z okolia Salzburgu, a to karbonátová brekcia *Schwarzensee* (*?Ziller* alebo *Adnet Urbano*), červený hľuznatý vápenec *Rot Lienbacher*, ružovkastý vápenec *Untersberg* a sivý a biely mramor neznámeho pôvodu. Na dlažbu sa použil *Untersberg, Adnet Lienbach* a *Adnet Rotgrau Schnoell*(?) od Salzburgu. V miestach vedenia elektriny sa tento materiál nahradil sivým rudistovým vápencom od Jadranu a fialkastým, asi sliveneckým „mramorom". Kamenné kreslo je z vápenca *Adnet Lienbach* (*Rot Lienbacher*) so vsadenými kúskami koralového vápenca *Adnet Tropf*(?) a serpentinitu *Tauerngrün*(?). Kamenné zábradlie je vytesané z vápenca z okolia Salzburgu – *Schwarzensee* (prípadne *Ziller* alebo *Adnet Urbano*). Schodíky k bočnému oltáru sú z uhorského „mramoru" (*Tardos*) zo severného Maďarska. V jurskom hľuznatom vápenci vidno prierez amonita.

Barokový Dolný kostol s vežou bol postavený v 17. stor. Hlavný oltár Snímania z kríža je ozdobený cennými reliéfmi od rakúskeho sochára Perneggera, ktorý sa pravdepodobne inšpiroval staršími dielami. Reliéf Ukladania do hrobu je vytesaný do kalového vápenca neznámeho pôvodu. Po poškodení chýbajúce časti doplnila terakota. Reliéf Snímania z kríža, veľmi podobný reliéfu od Nicolasa Mostaerta z roku 1579, je pravdepodobne z terakoty a z dreva.

Na oltár sa opäť použil dekoračný kameň z okolia Salzburgu – červený hľuznatý vápenec *Adnet Rotscheck* a *Adnet Lienbach* a ružovkastý *Untersberg* a vzadu ich dopĺňa i uhorský mramor zo severného Maďarska. Kamenné zábradlie je vytesané z týchto druhov vápenca. *Adnet Rotscheck* a *Untersberg* od Salzburgu, schody do Horného kostola z vápenca *Adnet Rotscheck* a *Adnet Lienbach*(?). Novým prvkom z 30. rokov 20. stor. je dlažba z bešeňovského travertínu a materiálovo nevhodný obklad steny z lešteného červeného vápenca s bielymi žilkami (?*Muhur* z Albánska) a schody od predsiene z libereckej žuly.

V predsieni kostola sú stĺpy z vápenca *Adnet Lienbach* od Salzburgu, sivý vápenec so žilkami neznámeho pôvodu a čierny brekciovitý vápenec (*Ploeckenpass*? v Rakúsku na hranici s Talianskom). Dlažba je z kremenného pieskovca a z andezitu neznámeho pôvodu.

Pôvodné schody ku katedrále boli nahradené stupňami z paleogénneho králického a sochy kópiami z hořického pieskovca.

V *lapidáriu Nitrianskeho hradu* sú medzi dvomi radmi opevnenia na kope zložené kamenné prvky, a to najmä z bývalého schodiska k hradu. Sú vytesané z belavého a žltkastého kremenného pieskovca asi neogénneho veku. Sú tam aj kamenné prvky z rozpadajúceho sa ružovkastého andezitu, ako aj zo svetlého a žltého travertínu a zo svetlého vápenca s prierezmi rias (asi hlavinské vrstvy).

Zaujímavým nálezom sú fragmenty hladko opracovaných, čiastočne kanelovaných pilastrov a hranola (prekladu?) z bieleho vápenca. Makroskopicky v ňom vidno trsy koralov, úlomky lastúrnikov (i Megalodont?), kalcitové žilky a stylolity. V mikroskope sa okrem prierezov koralov našli aj fantómy po riasach, osteň ježovky a foraminifery. Mikritová základná hmota je mierne rekryštalizovaná.

Štýl stĺpu je najbližší variácii iónskeho alebo korintského rádu a jeho rozmery sa dajú vyjadriť rímskymi dĺžkovými jednotkami. Pôvod vápenca sa doteraz nezistil. Najviac sa podobá na triasový *Dachsteinriffkalk*, ktorý sa najbližšie vyskytuje v pohorí Csövár v Maďarsku.

Literatúra

HOLKA, J., 1994: Matka diecéznych chrámov. *Nitra, 59.*
JUDÁK, V., 1999: Nitrianske biskupstvo v dejinách. *Ústav pre vzťah štátu a cirkvi, 76.*
PRISTAŠ, J. (edit.) 2000: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*
STEINHÜBEL, J., 2004. Nitrianske kniežatstvo. Počiatky stredovekého Slovenska *Bratislava, Veda, 575.*
www.christusrex.org/www1/vaticano/S3-Sacro.html
www nitra sk/main.php?id_menu=3836&firmy_slovenska_flag=0

E. TOKÁROVÁ, R. VOJTKO, Ľ. SLIVA, J. HÓK **Štruktúrna analýza a paleonapäťová rekonštrukcia v oblasti Spišskej Magury a Podhalia**

V regióne Spišskej Magury a Podhalia sa analyzovali krehké deformácie v horninových súboroch mezozoika a paleogénu. Po spracovaní výsledkov sa vyčlenilo týchto desať deformačných štádií.

1) kompresia smeru V–Z generovaná v smerne posuvnom tektonickom režime (?paleocén), 2) kompresia smeru SZ–JV a na ňu kolmá (smeru SZ–JV) tenzia aktivovaná v kompresnom smerne posuvnom režime (eger – egenburg), 3) extenzia orientovaná v smere S–J aktivovaná v čistom extenznom tektonickom režime (egenburg – otnang). 4) extenzia smeru SZ–JV vznikajúca v čisto extenznom napäťovom poli (otnang – karpat), 5) extenzia smeru SZ–JV aktivovaná v čistom extenznom tektonickom režime (karpat), 6) kompresia smeru SZ–JV vznikajúca pri čistom kompresnom tektonickom režime (báden), 7) kompresia smeru SSZ–JJV generujúca čistý kompresný tektonický režim (sarmat – panón), 8) kompresia smeru SV–JZ generovaná pri kompresnom smerne posuvnom tektonickom režime (?panón), 9) extenzia smeru SZ–JV generovaná v čistom extenznom tektonickom režime (?pont – pliocén), 10) extenzia smeru VSV–ZJZ generovaná v čistom extenznom tektonickom režime (?pliocén – kvartér).

Uvedené deformačné udalosti možno rozdeliť na dve skupiny Prvú tvoria štruktúry rotované do ich dnešnej pozície v závislosti od zdvihu kryštalinického jadra Tatier, ktorý sa podľa údajov FT vekov z apatitu začal vo vrchnom miocéne (Kráľ, 1977; Kováč et al., 1994, Struzik et al., 2003). Patria sem štruktúry vznikajúce od ?paleocénu do bádenu V bádene vznikali aj spätné (juhovergentné) násuny s generálnym smerom od SZ na JV Podobné smerové charakteristiky spätných násunov sa definovali z oblasti Zázrivej (Marko et al., 2005), Turčianskej, Žilinskej a Rajeckej kotliny (vlastné pozorovania). V šambrónsko-kamenickej zóne je smer spätných násunov generálne od S na J (Plašienka et al., 1998).

Druhú skupinu tvoria štruktúry vznikajúce po tiltingu Tatier od ?sarmatu do kvartéru, pričom najmladšie napäťové pole, charakteristické extenziou v smere VSV–ZJZ až SV–JZ, je v dobrej zhode s údajmi o recentnom napäťovom poli v Západných Karpatoch (c. f. Hók et al., 2000).

Poďakovanie. Výskum je finančne podporovaný z projektu VEGA 2/4095/4A Geologická stavba a tektonický vývoj pieninského bradlového pásma

Literatúra

HÓK, J., BIELIK, M. KOVÁČ, P. & ŠUJAN, M., 2000: Neotektonický charakter Slovenska *Mineralia Slov., 32, 459–470.*
KOVÁČ, M., KRÁL, J., MÁRTON, E., PLAŠIENKA, D. & UHER, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath., 45, 83–96.*
KRÁL, J., 1977 Fission Track Ages of Apatites from Some Granite Rocks in Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 269–276.*
PLAŠIENKA, D., SOTÁK, J & PROKEŠOVÁ R., 1998. Structural profiles across the Šambron-Kamenica Periklippen Zone of the Central Carpathian Paleogene Basin in NE Slovakia *Mineralia Slov., 29, 173–184.*
STRUZIK, A. A., ZATIN, M. & ANCZKIEWICZ, R., 2003: Wstepne waniky analizy trakowej apatytow z glównych jednostek tektonicznych Karpat Zachodnich. *VI Karpackie Warstaty Tektoniczne, Kraków 28. 02.–1. 03. 2003, 35–36.*

J. SOTÁK. **Vysokorozlišovacia analýza pelagického súvrstvia stredného eocénu na Hornej Nitre – bio-, event- a cyklostratigrafia**

Štúdia je založená na detailnej biostratigrafickej analýze strednoeocénneho súvrstvia v oblasti Hornej Nitry. Spracovaný profil je litológiou (slabo spevnené biele sliene), bohatstvom mikrofauny a komplexnosťou biostratigrafického záznamu vhodný na vymedzenie regionálneho stratotypu strednoeocénnych stupňov

Analýzou sa na profile zaznamenali asociácie planktonických foraminifer indikujúce vrchnú časť yprésu (spoločenstvá s prevahou subbotiníd), spodnú časť lutétu (spoločenstvá s prevahou akarinínid – veľké spinózne formy), strednú časť lutétu (spoločenstvá s prítomnosťou morozovelíd) a vrchnú časť lutétu (spoločenstvá s prevahou akarinínid – subtílne formy). Bartónsku časť súvrstvia charakterizujú spoločenstvá s prevahou rodu *Truncorotaloides.*

Indexovou formou vo vyčlenených častiach súvrstvia je druh *Subbotina (T) boweri* (vrchný yprés – biozóna P 9), *Turborotalia (Acarinina) crasata densa* (spodný lutét – P 10 akmezóna nominálneho druhu), *Morozovella gracilis & M. aragonensis* (stredný lutét – biozóna P 11 – P 12) a *Acarinina bullbrooki* (vrchný lutét – biozóna P 13) Bartónske spoločenstvá s prevahou druhu *Truncorotaloides rohri* patria biozóne P 14. Medzi ďalšie bioeventy dôležité z hľadiska stratigrafického členenie súvrstvia patrí posledný výskyt morozovelíd na hranici lutét/bartón (41,4 Ma), posledný výskyt druhu *Acarinina bullbrooki* (40,6 Ma), posledný výskyt všetkých murikátnych foraminifer a druhu *Truncorotaloides rohri* na hranici biozóny P 14/P 15 (38,4 Ma) a i. Hranicu bartónu a priabónu vyznačuje nástup sférických bulovitých morfotypov (rod *Porticulosphaera*) a zástupcov turborotálií skupiny „cerroazulensis". Vrchnoeocénne súvrstvia z vyššej časti profilu preukazujú výraznú redukciu veľkosti a druhovej diverzity foraminiferovej mikrofauny zastúpenej prevažne len drobnými hladkostennými globigerinami a pseudohastigerinami.

J. HÓK: **Mylonit a blastomylonit**

O jednoznačnom, akceptovanom a správnom výklade termínu mylonit a blastomylonit sa v slovenskej (a nielen v nej) geologickej komunite periodicky diskutuje. Termín mylonit prvý použil Lapworth (1885) pri opise tektonicky premenených hornín na báze príkrovových plôch v kryštaliniku oblasti Moine v Škótsku. V súvislosti s ním napísal: *„najintenzívnejšia dynamometamorfóza sa koncentruje na bázu príkrovových plôch, kde sú horniny kataklázované a premenené na bridlice (mylonity, gr. mylon = mlyn), ktoré sú zložené z úlomkov pôvodnej horniny ... mylonit je mikroskopická brekcia s výrazne vyvinutou štruktúrou tečenia."*

Od počiatočnej, aj keď pomerne voľnej, definície sa termín mylonit spája so strižnou deformáciou lokalizovanou na relatívne úzke zóny makroskopicky pozorovateľného pretvorenia pôvodnej horniny. Pretvorenie môže mať charakter krehkej, ale častejšie plastickej deformácie, ako aj mnohých prechodných stavov medzi týmito krajnými procesmi deformácie. Akceptovanie odlišností deformačných procesov malo zásadný význam pre delenie a definovanie kataklazitu a mylonitu ako výsledných produktov odlišného spôsobu deformácie (napr Bell a Etheridge, 1973; Tullis et al., 1982).

Medzi autormi, ktorí sa danou problematikou podrobnejšie zaoberali, treba nevyhnutne spomenúť Sibsona (1977), ktorý podal pomerne jednoznačnú štruktúrnu klasifikáciu tzv. *fault rocks. Fault rocks* alebo

Tab. 1
Štruktúrna klasifikácia tektonitov (podľa Sibsona, 1977, upravil Hók. 2005)

		prevažne krehká deformácia	prevažne plastická deformácia
		neusporiadaná štruktúra	foliovaná štruktúra
nesúdržná hornina	viditeľné úlomky viac ako 30 %	tektonická brekcia	
	viditeľné úlomky menej ako 30 %	tektonický íl	
súdržná hornina	sklo	pseudotachylit	
	Dominuje tektonická redukcia zrnitosti. V prípade foliovaných tektonitov rekryštalizácia a rast nových minerálov veľkostne neprekračujúcich pôvodnú zrnitosť	tektonická brekcia fragmenty väčšie ako 0,5 cm	
		jemnozrnná tektonická brekcia fragmenty menšie ako 0,5 cm	
		tektonická mikrobrekcia fragmenty menšie ako 0,1 cm	
		protokataklazit	protomylonit podiel matrixu 10–50 %
		kataklazit	mylonit podiel matrixu 50–90 %
		ultrakataklazit	ultramylonit podiel matrixu 90–100 %
	výrazný rast zŕn		blastomylonit

fault-related rocks navrhujem označovať termínom tektonit. Tektonit je všeobecný termín pre horninu s pozorovateľným tektonickým pretvorením. Základom Sibsonovej klasifikácie (l. c.) je rozdelenie tektonitov na skupinu s neusporiadanou vnútornou stavbou a tektonitov s vyvinutou foliáciou (pozri tab. 1). Tektonity sa zároveň rozdeľujú na súdržné a nesúdržné. Sibson (l. c.) definíciu mylonitov explicitne neuvádza, ale z publikácie je zrejmé, že ako mylonity (protomylonity a ultramylonity) chápe súdržné foliované tektonity *(fault rocks),* v ktorých podiel matrixu oproti porfyroklastom je medzi 50 a 90 %. Matrix sa vyznačuje tektonickou redukciou minerálnej zrnitosti a rastom nových minerálnych zŕn produkovaných rekryštalizáciou a vznikom nových minerálov.

Neskôr Wise et al. (1984) definovali mylonit takto: *„Mylonit je všeobecný termín pre súdržnú horninu s aspoň mikroskopicky pozorovateľnou foliáciou, s porfyroklastmi alebo bez porfyroklastov charakterizovanou intenzívnou syntektonickou kryštálovoplastickou redukciou zŕn pôvodnej horniny do priemeru menšieho než 0,5 mm a so súčasným vznikom aspoň minimálnej syntektonickej rekryštalizácie."* Wise et al. (l. c.) zároveň odporučili opustiť termín blastomylonit, *„pretože termín mylonit je rezervovaný pre horniny s dominujúcou štruktúrnou deštrukciou a redukciou veľkosti zŕn (zmenšovaním zrnitosti). V prípade, že rekryštalizácia je natoľko efektívna, že novotvorené zrná presiahnu veľkosť 0,5–1,0 mm, už možno použiť bežne zavedené názvy ako napr. ortorula, okatá rula, porfyroblastická rula atď."*

Brodie et al. (2004) v odporúčaniach na zjednotenie terminológie metamorfnej petrológie v rámci IUGS definujú mylonit takto: *„...súdržný tektonit (a fault rock) charakteristický dobre vyvinutou foliáciou (bridličnatosťou), ktorá je výsledkom tektonickej redukcie zrnitosti. Zvyčajne obsahuje zaoblené porfyroklasty a litické fragmenty, ktorých zloženie je podobné minerálom v matrixe." Blastomylonit je podľa ich definície „mylonit, ktorý sa prejavuje výrazným rastom zŕn vo vzťahu k deformácii."*

V každej z citácií, ktoré sú len podstatným výberom danej problematiky, je termín blastomylonit hierarchicky podriadený termínu mylonit. Je iba špeciálnym prípadom všeobecnejšieho termínu, čo vyjadruje aj časť „blasto" (ktorá je v spojení blastomylonit navyše nevhodná). V prípade, že sa chce vyjadriť výrazný rast nových minerálnych zŕn, ktorý by mal svojou veľkosťou prekročiť rozmer predtým jestvujúcich resp. deštruovaných zŕn, a nie iba ich veľkostne podriadený derivát, bolo by vhodnejšie používať viacslovný termín, napr porfyroblastický mylonit alebo mylonit s porfyroblastmi (príslušného minerálu). Užitočnosť a použiteľnosť takejto terminológie sme už spomenuli.

Termín mylonit možno definovať takto: *„Mylonit je súdržná hornina s rozoznateľnou foliáciou, možným výskytom porfyroklastov alebo litických úlomkov charakteristická intenzívnou syntektonickou redukciou zŕn pôvodnej horniny a súčasným vznikom rekryštalizácie, ktorá veľkostne neprekračuje pôvodnú zrnitosť."* Na zjednotenie terminológie navrhujem používať mierne upravené rozdelenie tektonitov (pozri tab. 1), ako ho publikoval Sibson (1977)

Literatúra

Bell, T. H. & Etheridge, M. A., 1973: Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos, 6, 337–348.*

Brodie, K., Fettes, D., Harte, B. & Schmid, R., 2004: Structural terms including fault rock terms. *http://www.bgs.ac.uk/scmr*

Lapworth, C. 1885: The Highland controversy in British geology: its cause, course and consequence. *Nature, 32, 558–559.*

Sibson, R. H., 1977: Fault rocks and fault mechanism. *J. Geol. Soc. Lond., 133, 191–213.*

Tullis, J., Snoke, A. W. & Todd, V. R., 1982: Penrose Conference report on significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology. 10, 227–230.*

Wise, D. U., Dunn, D. E., Engelder, J. T., Geiser, P. A., Hatcher, R. D., Kish, S. A., Odom, A. L. & Schamel, S., 1984: Fault-related rocks: Sugestions for terminology. *Geology, 12, 391–394.*

J. KRÁĽ, J. HÓK, P. ČECH: **Nové geochronologické údaje z granitoidných hornín Tribeča**

Geochronologický výskum granitoidných hornín Tribeča zameraný na vek plutonizmu sa skončil prakticky v polovici 90. rokov 20. stor a jeho výsledky boli publikované v troch príspevkoch. Prvý údaj zo zirkónu vyseparovaného z tonalitu neďaleko Janovej Vsi publikoval Bojko et al. (1974). U, Th/Pb modelové veky sú konkordantné a varírujú okolo 290 Ma. Broska et al. (1990) tento údaj spresnili zo vzoriek zirkónu podobnej horniny na 306 ± 10 Ma, čo sa dá interpretovať ako potvrdenie intruzívneho veku plutonických hornín (granodioritov tonalitov) v Tribeči. Rb/Sr datovania celkových hornín granodioritov sú s uvedenými údajmi diskordantné a staršie – sklon publikovanej izochróny zodpovedá veku 352 ± 5 Ma (Bagdasaryan et al., 1990). Kováč et al. (1994) publikovali FT vek z akcesorického apatitu z tonalitu 28 ± 3 Ma.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ datovaním vzoriek biotitu z tektonicky nedeformovaných granitoidných hornín Tribeča (Kráľ et al., 2002) sa zistilo, že ich charakteristickou črtou je vysoký exces Ar $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektrá zdanlivého veku sú v celom rozsahu veľmi chaotické a TGA údaje zo vzoriek (*total gas age* – vek ekvivalentný klasickému K-Ar datovaniu) kolíšu medzi 334–381 Ma, čo je v ostrom kontraste s určeným vekom intrúzie 306 ± 10 Ma (U/Pb datovanie vzoriek zirkónu; Broska et al., 1990). $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovanie svetlej sľudy z centra mylonitovej zóny potvrdilo, že sa formovala medzi 71–63 Ma, čo Kráľ et al. (2002) spájajú s vekom tektonickej udalosti, ktorá lokálne viedla k zbridličnateniu masívneho granodioritu tonalitu a k vzniku mylonitových zón. Vzorky sekundárnej svetlej sľudy z protomylonitu (slabo deformovaného granodioritu) z blízkosti mylonitovej zóny vo vyššieteplotnej časti $^{40}Ar/^{39}Ar$ spektra zdanlivého veku okrem toho naznačujú plató zodpovedajúce veku 155 ± 9 Ma. Výrazný exces Ar vo vzorkách sľudy z iných jadrových pohorí sa doteraz nezistil a je zrejmé, že granitoidné teleso Tribeča muselo zaregistrovať tektonotermálnu udalosť s vyššou teplotou, ako je blokujúca teplota K-Ar systému v biotite (cca 300 °C), ale jej vek zostal nejasný. Podľa získaných údajov a regionálnych geologických poznatkov prichádzajú do úvahy dve možnosti exces Ar

v nedeformovaných granitoidoch spôsobila alebo termálna udalosť spätá so vznikom sekundárnej svetlej sľudy v nedeformovaných granitoidoch, alebo s deformáciou a s metamorfózou mezozoického obalu (spodný trias – spodná krieda), ktorú zaznamenal Ivanička et al. (1998) a ktorá napokon viedla k tvorbe mylonitových zón.

Nové Rb/Sr analýzy celkových hornín, apatitu, biotitu a albitu z granitoidných hornín Tribeča (intruzívny vek 306 ± 10 Ma, Broska et al., 1990) potvrdzujú nerovnaký stupeň reekvilibrácie pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ v týchto mineráloch. Vek dvojbodových minerálnych izochrón z nedeformovaných hornín (apatit – celková hornina) kolíše medzi 297–310 Ma a párov biotit – celková hornina z tých istých vzoriek medzi 147–163 Ma. Údaje z deformovaných hornín alebo z tesnej blízkosti mylonitizovaných zón sú prakticky identické s $^{40}Ar/^{39}Ar$ údajmi zo vzoriek svetlej sľudy z centra mylonitovej zóny (63–71 Ma) resp. z deformovaného granitoidu, ktoré skôr publikoval (Kráľ et al., 2002). Údaje o veku biotitu a apatitu z identickej vzorky sú diskordantné – vek biotitu je vždy nižší ako apatitu. Z porovnania s publikovanými $^{40}Ar/^{39}Ar$ analýzami zo vzoriek sľudy z tektonizovaných granodioritov tonalitov tejto oblasti sa dá predpokladať, že hercýnske granitoidné teleso Tribeča postihli dve mladšie, ale vekovo odlišné udalosti:

- Prvá (alpínska, pravdepodobne jurská) udalosť sa prejavila v granodioritoch tonalitoch čisto termálnym vplyvom bez postrehnuteľného tektonickodeformačného efektu, bola príčinou straty rádiogénneho Sr v biotite resp. jeho zisku v niektorých vzorkách akcesorického apatitu. Udalosť má regionálny dosah na celú oblasť granitoidných hornín Tribeča, aj keď prejav termálneho účinku v regionálnom meradle čiastočne kolíše. Jej termalita spôsobila otvorenie K-Ar systému v biotite, vznik výrazného excesu ^{40}Ar a sekundárnej svetlej sľudy v nedeformovaných granodioritoch tonalitoch. Dôsledkom termálneho vplyvu v tribečskom granitoidnom telese je úplne zotretý záznam o hercýnskom chladnutí tatrického kryštalinika, ktorý sa zachoval v ostatných jadrových pohoriach tatrika Západných Karpát.
- Druhá (mladšia, termálnodeformačná) udalosť je spätá s vývojom lokálnej foliácie v granitoidnom masíve a v konečnom výsledku so vznikom mylonitových zón na hranici paleogénu a vrchnej kriedy (63–71 Ma). Potvrdila ju analýza novo sa tvoriacej sľudy z centra mylonitovej zóny $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovaním. Izotopové zloženie Sr vo vzorkách apatitu a biotitu zaznamenáva aj túto udalosť, no jej prejav je postrehnuteľný iba v úzkom rozsahu tektonizovaných zón.

Komplikovaná termálnodeformačná história spôsobila aj otvorenie Rb-Sr systému v granodioritoch tonalitoch (z pohľadu veľkosti odobraných vzoriek), t. j. zmenu pôvodnej koncentrácie Rb a Sr resp. pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ v celkových horninách. To je zrejme hlavný dôvod geochemických disturbancií pôvodných celohorninových údajov, ktoré nakoniec vytvárajú Rb-Sr pseudochróny so zdanlivým starším vekom, ako je intruzívny vek hornín.

Iniciálny pomer $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{ini}$ v čase intrúzie granodioritov tonalitov Tribeča zistený zo šiestich vybraných vzoriek akcesorického apatitu (z 11 analyzovaných) je 0,70549 ± 7 (± 1 SD), a teda významne nižší ako odvodený z Rb/Sr izochróny zostavenej z celkových hornín (0,70582 ± 8), ktorú publikoval Bagdasaryan et al. (1990).

Pre závažnosť načrtnutej problematiky by bolo vhodné doplniť merania z ďalších vzoriek, hlavne rozšíriť analytický súbor dát o vzorky z mezozoického obalu. Pri úvahách o teplote a časovom účinku alpínskej (jurskej) termálnej záťaže môže významne pomôcť aj izotopová analýza titanitu.

Literatúra

Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. Kh., Cambel, B. & Broska, I., 1990: Rb-Sr isochrone dating of granitoids from Tribeč Mts. (in Russian). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 437–442.*

Bojko, A. K., Kamenický, L., Semenenko, N. P., Cambel, B. & Shcherbak, N. P., 1974: Časť rezultatov opredelenija absoľutnogo vozrasta gornych porod kristalličeskogo massiva Zapadnych Karpat i sovremennoje sostajanie znanij *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 25–39.*

Broska, I., Bibikova, E. V., Gracheva, T. V., Makarov, V. A. & Caňo, F., 1990: Zircon from granitoid rocks of the Tribeč-Zobor crystalline complex: its typology, chemical and isotopic composition. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 41, 395–416.*

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. & Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 50 000 *GSSR, Bratislava, Vyd. Dionýza Štúra, 7–237*

Kováč, M., Kráľ, J., Márton, E., Plašienka, D. & Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the central Western Carpathians geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data *Geol. Carpath., 45, 83–96.*

Kráľ, J., Hók, J., Frank, W. Siman, P., Liščák, P. & Jánová, V., 2002: Shear deformation in granodiorite: structural, $^{40}Ar/^{39}Ar$ and geotechnical data (Tribeč Mts., Western Carpathians). *Slov. geol. mag., 8, 3–4, 235–246.*

J. KRÁĽ, W. FRANK, J. IVANIČKA, J. HÓK: **Nové geochronologické výsledky zo severnej časti Považského Inovca**

Geochronologickému výskumu kryštalinika Považského Inovca sa doteraz – okrem FT analýzy apatitu – nevenovala prakticky nijaká pozornosť. Tri K-Ar údaje zo vzoriek muskovitu diaftorizovaných hornín, ktoré publikoval Cambel et al. (1986), dokumentujú značný vekový rozptyl 188, 303, 317 Ma, ale ich význam znižuje neidentifikovateľnosť lokality.

Pri mapovaní Považského Inovca v mierke 1 50 000 sme z jeho severnej časti odobrali deväť vzoriek svorov a svorových pararúl na Rb/Sr a $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovanie. Vzorky boli zo širšieho okolia kóty Inovec (1042 m n. m.), z doliny Svinica, z kóty Humienec (609 m n. m.), a z lokality Hranty, kde sa svory vyskytujú ako brekcia v hornobelickej skupine (sensu Rakús in Ivanička et al., 2005). Keďže väčšina odobratých hornín je značne zvetraná, okrem hrubozrnného muskovitu (0,2–0,4 mm) sme zo vzoriek separovali aj akcesorický apatit na konštrukciu dvojbodových apatitovo-muskovitových „izochrón".

Kým Rb/Sr dvojbodové izochróny konštruované z páru apatit – celková hornina podľa očakávania dokumentujú značný rozptyl údajov (376–146 Ma), čo je hlavne dôsledok narušenia Rb/Sr systému v celkových horninách, dvojbodové apatitovo-muskovitové izochróny – okrem dvoch výnimiek – demonštrujú minimálny vekový rozptyl medzi 303–312 Ma. Pritom obidva minerály majú dve charakteristické izotopové a geochemické črty:

1. Veľký rozptyl $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomeru vo vzorkách apatitu od 0,717 do 0,738 dokumentuje, že ani v rámci malého regiónu nenastala celková homogenizácia izotopov Sr medzi pôvodnými sedimentárnymi horninami v priebehu metamorfózy.
2. Koncentráciu Sr, ktorá takmer vo všetkých vzorkách prekračuje 100 ppm, čo môže byť typický znak sekundárne prepracovaných muskovitov.

Pre $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovanie muskovitu sú charakteristické hladké spektrá prakticky v celom rozsahu (80–90 % odplyneného ^{39}Ar). $^{40}Ar/^{39}Ar$ veky kolíšu v rozpätí 305–317 Ma a sú v rámci predpokladanej analytickej chyby viac-menej zhodné s Rb/Sr údajmi.

Údaje o veku metamorfovaných hornín Považského Inovca zo vzoriek muskovitu, získané dvoma nezávislými izotopovými geochronometrami, reprezentujú spodný vekový limit hercýnskeho chladnutia v jadrových pohoriach Západných Karpát.

Literatúra

Cambel, B., Korikovskij, S. P., Krasivskaja, I. S. & Arakeljanc, M. M., 1986: Opredelenije vozrasta retrogradnogo metamorfisma v Zapadnych Karpatach K-Ar metodom po muskovitam. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 375–386.*

IVANIČKA, J., OLŠAVSKÝ, M., HOK, J., BEZÁK, V., POLÁK, M., RAKÚS, M., HAVRILA M. PRISTAŠ, J., ELEČKO, M., KOVÁČIK, M., DEMKO, R., ŠIMON, L., KONEČNÝ, P. BOOROVÁ, D. & VANĚKOVÁ, H. 2005: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 35-142 Beckov (časť) a 35-231 Trenčianska Turná (časť). *Manuskript – archív Geofond Bratislava 130*

I. PETRÍK, P. KONEČNÝ, M. KOVÁČIK: **Interpretácia chemického datovania monazitu na príklade Nízkych Tatier**

Ortoruly z tatrickej časti Nízkych Tatier sú významným horninovým typom so zložitou históriou. Podľa súčasnej interpretácie sú to neskôr duktilne deformované syntektonické granitoidy typu S (Petrík et al., 1998, Madarás et al., 1999; Putiš et al., 2003). Datovanie vzoriek zirkónu poskytlo vysoko diskordantný vek so spodným interceptom 381 ± 6 miliónov rokov (Putiš et al., 2003). S úmyslom prispieť do poznania vekového vývoja ortorúl sme chemickou metódou pomocou mikroanalyzátora Cameca SX-100 datovali niekoľko desiatok vzoriek monazitu z rôznych horninových variet a častí telesa. Monazit má rozličné podoby, ale pomerne monotónne zloženie s nízkym obsahom Th (3–7 %) a U (0,2–1 %). V menej usmernenej ortorule NT-754-2 sme identifikovali jeho rozpad. Monazit je tu zjavne mimo hraníc svojej stability a rozpadáva sa na apatit obohatený o Th, drobný huttonit(?) a REE epidot. Celkove pre rozdielny obsah Y, ktorý varíruje od 1,5 do 2,6 %, je nevýrazne zonálny. Býva uzavretý vo všetkých mineráloch – v biotite, plagioklase a v kremeni bez zreteľnej vekovej preferencie. Vážený priemer veku získaný zo štyroch vzoriek je stromatit NT-761 (Bystrá dolina) 322 ± 8, oftalmit (Bystrá dolina) NT-27 340 ± 8, granitická ortorula (Lomnistá dolina) NT-754-2 345 ± 13, stromatit NT-12 (Struhár) 349 ± 17.

V ortorule NT-27 sa okrem toho podarilo identifikovať zreteľné staré jadrá s vekom 475 ± 19 (n = 9). Ordovické jadrá majú odlišné zloženie a sú bohatšie na Th (7–10 %) pri rovnakom obsahu U.

Priemer všetkých datovaných vzoriek je 337 ± 5 (n = 86, bez starých jadier), vysoká hodnota MSWD (3,6) však signalizuje, že ide o heterogénny súbor. Celkove sú veky získané z ortorúl mladšie, ako by sa dalo očakávať podľa jestvujúcich datovaní, ale monazit zaznamenáva nižšiu teplotu ako zirkón. Podľa empirického ytriového termometra (Pyle et al., 2000) rekryštalizoval pri ca 600 °C, a tak vek medzi 340–350 miliónmi rokov už patrí do subsolidovej histórie horniny. Mladší vek (okolo 330 miliónov rokov) môže indikovať zdvih ortorúl spojený s dekompresným tavením a duktilnou deformáciou, po ktorých, ako to dokladá $^{40}Ar/^{39}Ar$ vek muskovitu 332 Ma (Dallmeyer et al., 1993), nasledovalo chladnutie na 450 °C.

Najzaujímavejšia je otázka významu ordovických jadier. Pred 430–490 miliónmi rokov vzniklo mnoho ortorúl variskej oblasti (južná Armorika, saxoturingikum, moldanubikum) aj vo fundamente austroalpinika a ich vznik sa vzťahuje na ranopaleozoický rifting na severnom okraji Gondwany (Friedl et al., 2004). Preto je namieste otázka, či skutočný vek nízkotatranských ortorúl nie je ordovický. Proti takejto interpretácii svedčí fakt, že sme v skutočnosti identifikovali len dve zrná so starým jadrom, kým drvivá väčšina dát, a teda hlavná masa monazitu je variského veku. Pomer U/Th jadier sa odlišuje od pomeru v celej hornine väčšmi ako v ostatných monazitoch, čo môže indikovať odlišný zdroj (v Západných Karpatoch majú podobný Th/U pomer len vzorky monazitu z gemerického granitu). Okrem toho sme aj z xenolitov rúl uzavretých v ortorulách získali variský vek medzi 340 až 400 miliónmi rokov (s jadrami okolo 450 miliónov rokov), a preto bude treba na definitívne potvrdenie veku nízkotatranských ortorúl použiť ďalšie metódy, napr. iónovú mikrosondu na datovanie jednotlivých vzoriek zirkónu.

M. KOVÁČIK, P. KONEČNÝ, P. SIMAN, V. KOLLÁROVÁ, I. HOLICKÝ: **Chemické datovanie monazitu v metamorfitoch kohútskej zóny – príspevok do štúdia geologických procesov**

Analýza Th, U, Pb a Y v monazite na elektrónovom mikroanalyzátore v nízkostupňových a vyššiestupňových metamorfovaných horninách poskytla vekové aj geochemické informácie o polyfázovej geologickej histórii. Distribúciu monazitu v metamorfitoch najviac ovplyvňuje typ zdrojového materiálu, nezriedka i alochemické naložené procesy, ale veľkú rolu má i náhoda. Dosť často su zrná veľmi drobné nemerateľné alebo na spoľahlivú reprodukciu výsledkov majú nízky obsah Th a Pb. Skúmané vzorky monazitu (Kováčik et al., 2004) často prejavujú kompozičnú zonalitu, svedčiacu o polygénnej genéze jednotlivých kryštálov.

Výskum veku monazitu sa dotýkal týchto tematických okruhov:
- pokus o zistenie minimálneho veku fylitového pásma
- analýza monazitu v muránskych ortorulách
- stanovenie vekových relácií monazitov v svorovo-rulovom pásme
- vek monazitu vo vysokoteplotných granatických rulách
- monazit v kryštalických bridliciach v podloží Ipeľskej kotliny
- štúdium monazitu v alpínsky pretvorenej hornine
- korelácia s fylitickou horninou harmónskej série

Napriek litologickej a metamorfnej príbuznosti nízkostupňových komplexov sú v distribúcii monazitu značné rozdiely. Napr. v metapieskovcových vrstvách tzv. fylitového pásma, lemujúceho z južnej strany systém rimavicko-kohútskych granitoidov, alebo v muránskych ortorulách sa prakticky nevyskytuje. Ojedinelé monazity vytvárajú veľké homogénne kryštály spodnokarbónskeho veku, čo signalizuje najskôr staropaleozoický vek istých domén fylitového pásma. Údaje z týchto a v hojnej miere aj z ostatných hornín kohútskej zóny dokumentujú, že sa dominujúci vývoj monazitu spája s umiestňovaním karbónskych granitoidných telies. Fluidá z chladnúcich granitoidov mali dôležitú úlohu pri formovaní generácie monazitu veľkosťou a zložením (dostatok Th a Pb) vhodnej na analýzu veku.

V horninách amfibolitovej fácie sa ukazuje, že monazity uzavreté v granate väčšinou indikujú o niečo vyšší vek (napr. 373–406 Ma...), kým monazity zo základnej hmoty nesú zvyčajne aj informáciu o karbónskom, miestami aj o alpínskom veku. Vekové údaje predkarbónskeho obdobia možno interpretovať ako staršiu hercýnsku metamorfózu a pri silúrskych či starších vekových záznamov nevylučujeme uplatnenie procesov spätých s kaledónskou epochou. Z porovnania s ostatnými horninami vychodí, že monazity z magnetitovo-granátovej bridlice („kokavský skarn") udávajúce vek 368 (± 11) Ma (vážený priemer) majú osobité chemické zloženie (obsah Th cca 12 a Y 0,05 hmot. %), odrážajúce tvorbu zo špecifického protolitu. Vo svoroch z podložia Ipeľskej kotliny sa okrem hercýnskych monazitov s lokálnymi alpínskymi okrajmi sporadicky objavili aj zrná s najstaršími vekovými záznamami (cca 2 Ga, 1 Ga, 500–600 Ma). Zo Západných Karpát publikované informácie o veku klastických zirkónov a o vrchných priesečníkoch U/Pb diskordie poskytujú podobné vekové údaje.

Pre horniny kohútskej zóny je charakteristické lokálne zatláčanie staršieho monazitu novo sa tvoriacimi fázami s kriedovou vekovou informáciou. Nezriedka tvoria kompozične odlišný lem na starších jadrách, v mnohom pripomínajúci mechanizmus dorastania alpínskych fáz na predalpínskom granáte. Ak sa odhliadne od prechodných vekových záznamov, prevažujúce údaje kulminujú medzi 88–120 Ma. Tieto výsledky sú podobné Ar/Ar spektrám zo sľudy a amfibolu v metamorfovaných horninách kohútskej zóny. Aj maximálne alpínsky pretvorené horniny kryštalinika (kyanitový leukofylit) nesú v jadrách monazitu hercýnske záznamy.

Nízkostupňového pôvodu je aj monazit z metapieskovca harmónskej série (napr. 321 ± 13 Ma). Jeho vznik podmienila metamorfóza

v biotitovej zóne v širšom okruhu kontaktného účinku modranského granodioritu. Tento príklad vedno s alpínskymi fázami v kohútskej zóne dokumentuje vývoj monazitu v podmienkach, ktoré neprekročili strednú časť fácie zelených bridlíc. Štúdium monazitu v metamorfovaných horninách zároveň otvorilo viac geochronologických (predhercýnsky a „zmiešaný" vek), mineralogických (asociácia s xenotímom, allanitom, epidotom a pod.) a geochemických (napr náznaky vekovej a chemickej závislosti) otázok, na ktoré azda dajú odpoveď ďalšie systematické analýzy.

P. KODĚRA, J. LEXA, V. KOLLÁROVÁ: **Charakteristika fluíd a asociujúcich premien na Cu ± Mo, Au porfýrovom ložisku Vysoká-Zlatno**

Ložisko Vysoká-Zlatno je najpreskúmanejším objektom porfýrovo-skarnovej mineralizácie centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Viaže sa na apikálne časti štokov granodioritových až kremitodioritových porfýrov v úrovni ich kontaktu s mezozoickými vápencovými a dolomitovými telesami (Burian et al., 1980).

Petrologický výskum ukázal, že magma vystupujúca do dnešnej pozície bola pravdepodobne nedosýtená na fluidá, čo potvrdzuje aj resorpcia vyrastlíc. Prerastanie okrajov plagioklasov s kremeňom a draselným živcom základnej hmoty prezrádza eutektickú kryštalizáciu pri cca 650 °C (Konečný in Ončila et al., 1995). Lokálna tvorba sekundárneho biotitu (obohateného o Mg) a aktinolitu, ktoré zatláčajú pôvodné mafické fázy, korešponduje s poslednými fázami eutektickej kryštalizácie a so subsolidovými reakciami s exsolvovaným magmatickým fluidom. V zmiešaných Mg a Ca skarnoch tomuto štádiu zodpovedá prográdna minerálna asociácia granát, diopsid, wollastonit, forsterit, pleonast, monticellit, flogopit, clintonit (exoskarny a endoskarny). Mladšie hydrotermálne premeny sa uplatnili najmä v plytšej úrovni (intermediárna argilizácia, kremenno-sericitovo-pyritová alterácia) a reprezentuje ich zatláčanie amfibolu chloritom, epidotom, karbonátom a pyritom, chloritizácia biotitu, zatláčanie plagioklasu K živcom a albitom po sieti trhliniek a vývoj kremenno-epidotových žiliek variabilne s albitom, karbonátom či sadrovcom. Nesúvislá zóna argilizácie s illitom a kaolinitom je v pripovrchovej úrovni. V skarnoch retrográdnemu štádiu zodpovedá najmä rozsiahla serpentinizácia forsteritu a zatláčanie granátu vezuviánom. Postupným prechodom do nepremenených hornín je zóna propylitizácie (chlorit, sericit a karbonát).

Štúdium fluidných inklúzií z kremenných žiliek asociujúcich s vysokoteplotnými alteráciami (aktinolitizácia, biotitizácia, skarnizácia) prinieslo dôkazy o štiepení primárneho magmatického fluida na salinnú kvapalinu a plynnú fázu nízkej hustoty. Veľmi vysoká salinita (až do 70 hmot. % NaCl) a vysoká homogenizačná teplota (Th až do 575 °C) svedčia o relatívne plytkej úrovni štiepenia fluida skorých magmatických fluíd (maximálne 2–3 km). Minerály skarnov obsahovali fluidné inklúzie variabilnej salinity (1–31 hmot. % NaCl ekv.) s relatívne nízkym Th (320 až 360 °C), čo môže byť výsledkom postupného zrieďovania soľaniek novými fluidami nižšej salinity (neskoré magmatické fluidum alebo prehriata meteorická voda). Záver skarnizačného procesu dokumentujú fluidné inklúzie vo vezuvianite s relatívne nízkou salinitou (4 až 11 hmot. % NaCl ekv.) a homogenizačnou teplotou (~190 °C).

Izotopové zloženie O a H fluíd v rovnováhe s alteračnými minerálmi v granodioritovom porfýre spadá do oblasti fluíd magmatického pôvodu. Nízke δD_{fluid} súvisí s vysokým stupňom frakcionácie pri exolúcii fluida z kryštalizujúcej taveniny v otvorenom systéme. Vysokú hodnotu $\delta^{18}O_{fluid}$ (–0,9 až 10,7 per mil), dokazujúcu dominantne magmatický pôvod fluida, mali aj skarnové minerály. Najťažšie je izotopové zloženie fluíd v rovnováhe s prográdnymi skarnovými minerálmi (magnetit, monticellit, clintonit, granát, flogopit, forsterit), o niečo ľahšie sú fluidá v rovnováhe s retrográdnymi skarnovými minerálmi (serpentín, epidot) a s hydrotermálnym kremeňom. Vypočítané δD_{fluid} skarnových minerálov je veľmi nízke (–64 až 93 per mil) a pravdepodobne súvisí s už spomenutou frakcionáciou H pri exsolúcii z kryštalizujúcej magmy. Retrográdne skarnové minerály (serpentín a epidot) mohli vznikať s istým podielom meteorického komponentu, lebo trend zmiešavania leží v oblasti hodnôt δD súčasnej meteorickej vody. O oveľa väčšom zastúpení meteorického komponentu však nesvedčí pomerne veľká vzdialenosť od línie meteorickej vody ani absencia intenzívneho rozpukania a brekciácie. Relatívne vysoký podiel meteorického komponentu (nízke hodnoty $\delta^{18}O_{fluid}$) sa dokumentoval iba pri hematite, kalcite a anhydrite.

Pre pomerne malý objem porfýrových štokov v pomere k objemu alterácií a mineralizácie za hlavný zdroj magmatických fluíd považujeme magmatický rezervoár pod centrálnou zónou vulkánu (Sillitoe, 2000). Podľa tohto modelu tu fluidum pravdepodobne exsolvovalo z vrchnej časti rezervoára (asi v hĺbke 6–10 km; Konečný, 2002) ako nadkritické jednofázové a transportovalo sa do nadložných úrovní, do úrovne štokov. V plytších úrovniach sa v počiatočnej fáze štiepilo na veľmi salinnú kvapalinu a plynnú fázu nízkej hustoty, ale s chladnutím systému sa jeho štiepenie postupne presúvalo do hlbších častí systému, čo znižovalo salinitu soľaniek prichádzajúcich do apikálnych častí intrúzie (Hedenquist et al., 1998). Napokon sa fluidum neštiepilo a neskoré porcie chladnejšieho fluida mali pomerne nízku salinitu (cca 6–10 hmot. % NaCl ekv.). Pri poklese parciálneho tlaku a teploty fluidnej fázy, ktorý s tým súvisel, sa pri alteračných procesoch mohla zúčastňovať aj meteorická voda za rozvoja konvektívneho systému, avšak jej príspevok aj vzhľadom na malý stupeň rozpukania asi nebol veľký. Efektívny vývoj porfýrovej mineralizácie podmienila akumulácia magmatického fluida v tých oblastiach vrcholovej časti štokov, v ktorých priaznivá litológia (dolomitické karbonáty) umožnila kontaktnú metamorfózu, pričom sa rudná mineralizácia koncentrovala do permeabilných mramorizovaných a skarnizovaných karbonátov. Prográdne alterácie korešpondujú s vysokotermálnymi magmatickými soľankami, retrográdne s nižšiesalinnými chladnejšími fluidami. Väčšina Au sa pravdepodobne deponovala z magmatických soľaniek spolu s Cu ako výsledok ich chladnutia a formovania K silikátovej alterácie (Sillitoe, 2000).

M. URBAN, P. KONEČNÝ **Superhusté inklúzie CO_2 v kriedových kremenno-antimonitových žilách pri Čučme (Spišsko-gemerské rudohorie)**

Superhusté inklúzie CO_2 s doteraz najvyššou nameranou hustotou v kôrových horninách (1,197 $g.cm^{-3}$) sa vyskytujú v kremenno-antimonitových žilách vystupujúcich v staropaleozoických horninách gelnickej série Spišsko-gemerského rudohoria. Spolu so superhustými inklúziami CO_2 vystupujú aj inklúzie s variabilnou hustotou CO_2 resp. dvojfázové až trojfázové vodné inklúzie s vysokou salinitou (23–32 váh. % NaCl ekv.) a s rozličným zastúpením plynnej a kvapalnej fázy. Ramanove mikroanalýzy superhustých inklúzií CO_2 potvrdzujú, že CO_2 je dominantnou zložkou s malým obsahom N (< 7,3 mol. %) a metánu (< 2,5 mol. %). Superhustá fáza CO_2 bola odmiešaná z H_2O-CO_2-NaCl fluida pri teplote 183–237 °C a pri tlaku 1,6–3,5, pravdepodobne až 4,5 kbar. Veľký rozsah fluidného tlaku indikuje cyklické otváranie žilného systému pod vplyvom mechanizmu *crack-seal*, keď fluidný tlak kolíše medzi hydrostatickým a litostatickým. Uvedený tlak zodpovedá hĺbke vzniku 15–18 km. Nízke termálne gradienty (12–13 °C/km) a CO_2-CH_4-N_2 zloženie plynnej fázy nezodpovedajú magmatogénnemu pôvodu žíl a genetickej spojitosti s podložným permským granitom. Zdroj CO_2 mohol byť metamorfogénny (oxidácia

siderit a dedolomitizácia), spodnokôrový alebo vrchnoplášťový. Metamorfogénny pôvod rudonosných fluíd je indikovaný aj mikrosondovým datovaním hydrotermálneho monazitu. Bimodálna distribúcia vekov okolo 120 a 76 miliónov rokov koinciduje s obdobím tvorby gemerického vejára pri nasúvaní na veporikum v spodnej kriede (Lexa et al., 2003) a s rejuvenizáciou žíl vo vrchnej kriede počas vzniku transgemerickej strižnej zóny (Schulmann et al., 2005). Hĺbka vzniku antimonitových žíl indikuje približne 8–10 km hrúbku vrchnopaleozoicko-jurského akrečného komplexu meliatika ležiaceho na gemerickom fundamente a na jeho permsko-triasovom autochtónnom obale.

Poďakovanie. Príspevok je súčasťou projektu MŽP SR a ŠGÚDŠ 0503 Zdroje fluíd v metalogenéze Západných Karpát a projektu VEGA 1/1023/04.

V. HURAI: **Nový pohľad na genézu sideritovo-sulfidických žíl gemerika**

Polemika o genéze a veku polymetalických sideritových a kremenno-sulfidických žilných ložísk gemerika sa vedie od počiatkov moderného geochronologického výskumu na Slovensku. Kantor (1957, 1959) K/Ar metódou určil kriedový vek betliarskeho granitu a kremenno-chloritovo-mikroklínovej žilky z antimonitového ložiska pri Čučme a tým položil základ koncepcie o kriedovom granitovom magmatizme ako hlavnom zdroji rudných prvkov žilných ložísk gemerika (Varček, 1957; Bernard, 1961; Rozložník, 1965; Grecula, 1973) Po určení vrchnokarbónskeho (Bagdasarjan et al., 1977; Cambel et al., 1979) a permského veku gemerického granitu (Kantor a Rybár, 1979; Kovách et al., 1979) K/Ar a Rb/Sr metódami sa začali hľadať modely, ktoré by uspokojivo vysvetlili rastúce množstvo často protirečivých poznatkov. Za zdroj rudných prvkov sa pokladali variské granitoidy (Ilavský et al., 1977) alebo hlbinné bázické intrúzie kriedovo-eocénneho veku (Rozložník, 1989). Metamorfogénne modely uvažovali o mobilizácii prvkov zo starších stratiformných mineralizácií a pestrých vulkanickosedimentárnych súvrství počas variskej (Grecula, 1982) alebo alpínskej metamorfózy (Varček, 1985).

Koncepcia Greculu (1982) a ďalšie mineralogicko-petrologické práce sa stali základom metamorfno-hydrotermálneho modelu (Žák et al., 1991; Grecula et al., 1995), ktorého základom bola predstava o miešaní variských metamorfných fluíd s meteorickou vodou, ktorú vylúhovali permské evapority. Miešanie malo prebiehať v riftových štruktúrach a žilné ložiská gemerika boli označené za neskorovariské. Chemické analýzy výluhu sideritu z východoalpských (Prochaska, 1999) a západokarpatských ložísk (Hurai et al., 2002) potvrdili vysoký obsah Br v rudonosných roztokoch, čím sa vylúčila prítomnosť meteorickej vody rozpúšťajúcej evapority. Jej miesto v metamorfno-hydrotermálnom modeli zaujala morská voda obohacovaná o Br pri vyparovaní periodicky zaplavovaného permského riftu/grabenu Posledné verzie modelu (Radvanec et al., 2004, Grecula a Radvanec, 2005a) už počítajú s dominantnou úlohou morskej vody chemicky modifikovanej pokročilou evaporáciou a sú totožné s modelom východoalpských metasomatických ložísk, ktorý vytvoril Prochaska (1997), ale v ňom sa permo-triasový rifting kladie na úvod alpínskeho orogénneho cyklu (Ebner et al., 1999). Vek Fe metasomatózy v gemeriku autori metamorfno-hydrotermálneho modelu dokladajú vrchnopermským Re/Os vekom molybdenitu v asociácii s ankeritom a kremeňom vo fylitoch z exokontaktu hnileckého granitu (Kohút a Stein, 2005) a prechodmi žily Droždiak do stratiformných sideritovo-baritových polôh v permských sedimentoch (Žák et al., 2005). Siderit kryštalizoval v strednom perme a vývoj sideritových žíl vrátane naloženej sulfidickej mineralizácie sa skončil vo vrchnom perme (Grecula a Radvanec, 2005b). Hurai et al. (2002) však podľa tvaru kryštalizačnej teplotno-tlakovej trajektórie, izotopového záznamu a zloženia fluíd vylúčili permský vek rudnianskeho sideritu a navrhli model, podľa ktorého sideritová výplň kryštalizovala pri raste teploty a tlaku počas jurskej subdukcie alebo kriedovej kontinentálnej kolízie. Rudonosné fluidá zodpovedajú formačným vodám, ktoré prešli katiónovou a izotopovou výmenou s kôrovými horninami pri vysokej teplote.

Vulkanické rifty sa vyznačujú vysokými a variabilnými termálnymi gradientmi, ktoré sa najčastejšie pohybujú medzi 50–200 °C/km v závislosti od pozície v osi alebo ramenách riftu (Burrus a Foucher, 1986; Whieldon et al., 1994, Sandler et al., 2001). Termálny gradient na úrovni najmenej 130 °C/km treba očakávať aj v gemerickom rifte, ak mali na báze gelnickej skupiny parciálnym tavením vznikať granity, z ktorých niektoré stuhli až na rozhraní permu a triasu (Finger a Broska, 1999; Finger et al., 2003). Analýza izotopov O a fluidných inklúzií v žilnom siderite však ukázala, že sa termálny gradient v okolí Rudnian pohyboval v rozmedzí 34 ± 7 °C/km a pri Rožňave 24 ± 3 °C/km. Vrchné časti žily Droždiak nachádzajúce sa v permských konglomerátoch vznikli v hĺbke 6,1 ± 0,7 km a sideritové žily v rudnom poli Rožňava–Nadabula v hĺbke 10,3 ± 1,7 km.

Uvedené parametre potvrdzujú alpínsky vek hydrotermálnych žíl gemerika a dokumentuje ho aj K/Ar datovanie sľudy (Bagdasarjan et al., 1977; Cambel et al., 1979, 1980, 1990), U-Pb galenitu (Rojkovič a Novotný, 1982; Háber, 1994) a U-Pb-Th monazitu (Rojkovič a Konečný, 2005; Urban et al., 2006). Spodnokriedový vek monazitu kremenno-turmalínového štádia antimonitových žíl gemerika (Urban et al., 2006) sa kryje s obdobím konvergencie smeru S–J, pri ktorej vznikla klivážová stavba gemerického vejára (Lexa et al., 2003) Naložená sulfidická mineralizácia je pravdepodobne vrchnokriedového veku a vznikla v transpresnom tektonickom režime súčasne s transgemerickou strižnou zónou (Schulmann et al., 2005).

Poďakovanie. Príspevok je súčasťou projektu MŽP SR a ŠGÚDŠ 0503 Zdroje fluíd v metalogenéze Západných Karpát a projektu VEGA 1/1023/04.

P. UHER, I. BROSKA, M. ONDREJKA: **Zirkón v predalpínskych granitoch a pegmatitoch Západných Karpát – typológia, vnútorná zonalita a variácie chemického zloženia ako indikátory petrogenézy**

V predalpínskych (hercýnskych až posthercýnskych) granitoch a granitových pegmatitoch Západných Karpát patrí zirkón medzi najbežnejšie akcesorické minerály Je v nich jediným nositeľom Zr a Hf a jeho chemické zloženie spolu s charakteristickou morfológiou ovláda teplota a zloženie pôvodných materských tavenín. Z tohto hľadiska patrí aj medzi najvýznamnejšie indikátory evolúcie kyslých magmatických hornín.

V príspevku sú načrtnuté hlavné závery, ktoré sa doteraz získali štúdiom zirkónu granitov a pegmatitov Západných Karpát.

Typológia zirkónu (Pupin, 1980) pomohla definovať základné genetické skupiny predalpínskych granitických hornín Západných Karpát (Broska a Uher, 1991, 2003). Typologické ťažiská hercýnskych orogénnych granitov typu S indikujú o Al obohatené a nižšieteplotné prostredie ich vzniku (cca 650–700 °C) v porovnaní s vyššieteplotnými tonalitmi až granodioritmi typu I, najmä s neskorohercýnskym sihlianskym typom (~700–750 °C). Osobitné postavenie majú špecializované cínonosné granity gemerika (typ S_S), v ktorých typológia zirkónu indikuje vyšší stupeň alkalinity a teplotný interval v rozpätí približne 650–750 °C. Postorogénne granity typu A majú vysoký index agpaicity resp. alkalinity, ale rozličnú teplotu vzniku. Najvyššiu teplotu vykazuje hypersolventný granit turčockého typu (850–900 °C), najnižšiu subsolventný granit hrončockého typu (~600–700 °C) V niektorých druhoch granitu sa vyskytujú aj metamiktné zirkóny, ktorých typológia indikuje ich neskoromagmatickú kryštalizáciu

a silne alkalické prostredie vzniku. Analogické zirkóny sú typické pre granitové pegmatity Západných Karpát.

Významným indikátorom petrogenezy je aj vnútorná zonalita kryštálov zirkónu. Hypersolventné až transsolventné postorogénne granity typu A majú jemnú oscilačnú alebo sektorovú zonalitu (Turčok, Upohlav), v subsolventnom typu A (Velence, Hrončok) a typu I (napr. sihlianskeho typu) je výrazná oscilačná zonalita, čo súvisí s jeho dlhodobejším vývojom v súvislosti s vyššou teplotou pôvodnej magmy. Preto sa v týchto zirkónoch lokálne vyskytujú aj staršie reliktné jadrá. Naproti tomu zirkóny granitov typu S sa od zirkónov z granitov typu I vyznačujú častejším vyskytom reliktných jadier a relatívne slabšou oscilačnou zonalitou. Lokálne sa v zirkónoch pozorovali procesy rozpúšťania a rekryštalizácie. Neskoromagmatické metamiktné zirkóny granitov a pegmatitov sú nezonálne až nepravidelne zonálne, s inklúziami uraninitu, v menšej miere torianitu.

Chemické zloženie zirkónu, hlavne pomer Zr/Hf, je indikátorom magmatických procesov, najmä stupňa frakcionácie. Centrálne časti zirkónu granitov typu S a I v Západných Karpatoch majú podobné HfO_2 a hmotnostný pomer Zr/Hf (1,46 % a 41,2 v type S resp. 1,43 % a 41,7 v type I), ale v okrajových častiach kryštálov zirkónu už sú rozdiely. Generálne vyšší stupeň frakcionácie granitov typu S v porovnaní s typom I sa rovnako prejavuje aj v zirkónoch (priemer 1,82 % HfO_2 a Zr/Hf = 32,9 v type S a 1,59 % HfO_2 a Zr/Hf = 37,1 v type I).

Najnižší obsah Hf majú centrálne časti zirkónov hypersolventného až transsolventného granitu typu A (Turčok a Upohlav), a to 0,75–1,34 % HfO_2 a priemerný hmotnostný pomer Zr/Hf = 61,3. Výraznejšie zastúpenie Hf, a teda aj vyšší stupeň frakčnej kryštalizácie v porovnaní s hypersolventnými granitmi majú nižšieteplotné subsolventné granity typu A v Západných Karpatoch (Velence, a najmä Hrončok). Stred ich zirkónových kryštálov majú v priemere 1,15 % HfO_2 a priemer Zr/Hf = 52,2, ich okraje dokonca 1,66 % HfO_2 a Zr/Hf = 34,5, čo je obsah blízky okrajom zirkónových kryštálov v granitoch typu S. Charakteristickou črtou granitov typu A je prítomnosť mladšieho, zvyčajne metamiktného zirkónu II s oveľa vyšším obsahom Hf: priemer HfO_2 = 2,19 % a Zr/Hf = 25,0. Je možné, že v závere magmatického procesu sa pod vplyvom zvyškových, o F obohatených fluíd čiastočne rozpúšťal ranomagmatický zirkón a precipitoval zirkón II obohatený o Hf. Vysoký obsah Hf (maximálne 9,3 %, priemer 3,6 % HfO_2, priemer Zr/Hf = 20,3) sa zistil aj v špecializovaných granitoch gemerika s Li-Sn-W-Nb-Ta mineralizáciou (Dlhá dolina). Taký vysoký obsah Hf je aj v granitových pegmatitoch a indikuje vysoký stupeň frakcionácie materskej taveniny pri výrazne nižšej teplote granitového solida spôsobeného vysokou aktivitou fluíd, najmä B a P. V granitových západokarpatských pegmatitoch majú najprimitívnejšie pegmatitové žily v granitoch typu I v priemere len 1,8 % HfO_2 (priemer Zr/Hf = 31,1). Naopak zirkóny najfrakcionovanejších pegmatitov s berylovo-kolumbitovou mineralizáciou dosahujú až vyše 10 % HfO_2 (maximálne 16–22 %, Zr/Hf = 2,8–1,8 v pegmatite Bratislava-Kamzík, Uher a Černý, 1998). Druhým najvýznamnejším katiónom zastupujúcim Zr je Y, ktorý spolu s REE (hlavne HREE) vstupuje do štruktúry zirkónu v podobe xenotímovej substitúcie $ZrSiY_{-1}P_{-1}$. Obsah Y sa vo všetkých typoch predalpínskeho granitu Západných Karpát zvyčajne pohybuje pod 0,5 % Y_2O_3 a lokálne býva zvýšený obsah Y v okrajových partiách zirkónu (do 1 % Y_2O_3). Najvyšší obsah Y a HREE sa opäť zistil v pegmatitových zirkónoch, a to až 8,2 % Y_2O_3, t. j. 0,15 apfu Y resp. 0,24 apfu Y+REE+U+Ca kompenzovaného 7,2 % P_2O_5, t. j. 0,22 apfu P (Bratislava-Rösslerov lom). Medzi typické prvky zastúpené v zirkóne patrí aj U a Th. Ich obsah v študovaných vzorkách zirkónu granitov bol zväčša pod 0,1 % UO_2 resp. ThO_2. Zvýšenú koncentráciu U a Th majú najmä metamiktné zirkóny II v granitoch typu A a zirkóny pegmatitov (maximálne 3,3 % UO_2 a 2,4 % ThO_2). Tieto zirkóny súčasne majú aj zvýšený obsah Al, Fe a Ca (do 2,2 % Al_2O_3, 4,2 % Fe_2O_3 a 2,1 % CaO).

I. BROSKA, P. UHER, M. HRDLIČKA **Apatit, monazit a xenotím – akcesorické fosfáty v hercýnskych granitoch Západných Karpát**

Apatit (ideálne $Ca_5(PO_4)_3(OH, F)$, xenotím-(Y) (ideálne YPO_4) a monazit-(Ce) (ideálne $CePO_4$) su fosfátové akcesorické minerály, ktorých distribúcia v granitových horninách závisi hlavne od geochémie P, lantanoidov a aktinoidov, ako aj od ďalších fyzikálnochemických parametrov prostredia. Paragenetickým vzťahom týchto minerálov sa v granitových telesách Západných Karpát venovala už v minulosti veľká pozornosť (napr. Mišík, 1955; Hovorka a Hvožďara, 1965; Hovorka, 1968; Határ a Veselský, 1972; Határ, 1977; Chovan a Határ, 1978; Veselský a Gbelský, 1978; Hvožďara a Határ, 1978; Hvožďara, 1979; Gbelský, 1982), ale až rozvoj analytických techník, hlavne lepšia citlivosť elektrónovej mikrosondy, umožnil pochopiť ich úlohu v granitovom systéme. Monazit sa navyše úspešne využíva na chemické datovanie, ktoré už prinieslo zo západokarpatského kryštalinika množstvo cenných vekových údajov.

Z kvantitatívneho hľadiska je najbežnejšou a takmer stálou akcesóriou v granitoch apatit, pričom je najhojnejší v granitoch typu I. Jeho chemické zloženie odráža povahu materských tavenín, a teda má diskriminačný charakter. Zloženie apatitu a jeho vzťah k materským granitovým horninám sa sledoval viac ako šesťdesiatich vzorkách zo západokarpatských granitov a ukázalo sa, že apatit má pre materské horniny značný diskriminačný potenciál. Najnižší obsah Mn a Fe majú vzorky apatitu z granitov typu I a vyšší je v apatitoch typu S. Vyšší obsah Mn a Fe v apatite granitov typu S je výsledkom redukčnejšieho charakteru týchto tavenín, v ktorých Mn a Fe sú prevažne v dvojmocnej forme, čo uľahčuje ich vstup do štruktúry apatitu, v ktorej nahrádzajú dvojmocné Ca. Najvyšší obsah Mn a súčasne aj Fe však vykazuje apatit špecializovaných granitov typu S (gemerické granity), lebo tam sa predpokladá najredukčnejšie prostredie, a to aj vďaka vyššej aktivite F a B. Pre apatit granitov typu A je charakteristický vysoký obsah Fe, ktorý v podstate odráža celkovo vyššiu koncentráciu Fe v týchto taveninách (Uher a Broska, 1996). Dôležité je aj to, že obsah Sr v apatite korenšponduje so stupňom diferenciácie granitových hornín.

Monazit predstavuje trojzložkový systém skladajúci sa z monazitovej s. s., brabantitovej a huttonitovej molekuly. Pomer týchto zložiek dosť kolíše a vyššieteplotné členy často majú väčší podiel huttonitovej molekuly. Monazit môže byť oscilačne zonálny. Je typický v granitoidoch typu S, jeho prítomnosť často tieto granity determinuje resp. indikuje, ale býva aj v pokročilých diferenciátoch granitov typu I. V suite granitov typu S sa dá pozorovať pokles koncentrácie monazitu so zvyšovaním diferenciácie granitoidov. Tento pokles sa dá sledovať až po obsah cca 70 hmot. % SiO_2 materskej horniny. Potom sa v určitej etape netvorí veľa monazitu a ani apatitu, lebo v tejto fáze vývoja horniny je P načas zvyčajne blokovaný jeho vstupom do živcov, kde sa viaže mechanizmom berlinitovej substitúcie $AlPSi_{-2}$. Pritom sa akumuluje Ce a neskôr intenzívnejšie kryštalizuje po uvoľnení časti P zo živcov účinkom korozívnych fluíd. Potom obsah Ce a tým aj monazitu stúpa v skokoch. V neskorých diferenciáloch granitov typu I obsah Ce znižuje najprv kryštalizácia allanitu-(Ce) a apatitu. Keď však už kryštalizácia allanitu pre nízku aktivitu Ca nie je možná a obsah Ce sa opätovne zvýši na saturačnú hodnotu monazitu, začína opäť masovejšie kryštalizovať monazit, čo sa v distribúcii Ce prejavuje skokovým rastom. Tieto aspekty distribúcie monazitu sú rozpracované, ale ich mechanizmus nie je do detailov známy.

Podobne ako monazit je aj primárny xenotím-(Y) najčastejší v granitoch typu S, ale lokálne sa vyskytuje aj v granitoch typu A a vo frakcionovanejších členoch granitov typu I. Najlepšie vyvinutá zonalita kryštálov xenotímu sa zistila v granitoidoch typu S. Najvyšší obsah REE v xenotíme sa zaregistroval vo vzorkách leukokratných granitov typu A (Turčok, Velence). Všetky uvedené fosfáty, hoci v nižšej

koncentrácii, sa vyskytujú aj v pegmatitoch, ktoré predstavujú diferenciáty granitov typu S a I.

Stabilita fosfátov je obmedzená. Apatit je ľahko korodovateľný kyslými fluidami, pričom nastáva redistribúcia P, ako aj iných jeho zložiek. Monazit aj xenotím sa pôsobením korozívnych fluíd, najčastejšie počas naloženej metamorfózy, rozpadajú. Monazitové kryštály sa tak postupne menia na apatitový lem, allanit-(Ce) a na epidot obohatený o ľahké prvky vzácnych zemín. Podobne ako monazit býva dezintegrovaný aj xenotím-(Y) Okolo neho vzniká apatit mierne obohatený o Y a ďalej od centra xenotímových kryštálov obohatený o Y a o ťažké prvky vzácnych zemín. Tieto procesy museli byť ovládané reakciami pevných minerálnych fáz monazitu/xenotímu s fluidami obohatenými voľným Ca, derivovaným hlavne z rozpadnutého anortitového komponentu živcov, pričom Si a Al zrejme pochádza z alterovaného biotitu. V prípade nižšieho obsahu voľného Ca sa apatitový lem na xenotímoch nemusí vyvinúť, čo sa zistilo v západokarpatských ortorulách.

Z uvedeného vyplýva, že distribúcia a stabilita akcesorických fosfátov má pri chápaní geochémie aktinoidov, lantanoidov, ale aj iných vzácnych kovov, ktoré sa bežne využívajú na diskrimináciu granitov, mimoriadnu úlohu. V tom má výskum akcesorických fosfátov nezastupiteľné miesto.

M. ONDREJKA, P. UHER, J. PRŠEK, D. OZDÍN, M. PUTIŠ: **Substitučné vzťahy v systéme $REEXO_4$ (X = P, As, Si, S, Nb) na príklade ryolitov typu A silicika (Západné Karpaty)**

V ryolitových obliakoch silicika typu A v oblasti Tisovec-Rejkovo (stredné Slovensko) sa identifikovala unikátna paragenéza akcesorických REE-Y-(Th)-As-P-(Nb)-(S) fáz reprezentovaná najmä REE fosfátmi, arzenátmi, karbonátmi a vzácne aj REE oxidmi. Fosfáty a arzenáty vystupujú ako hypidiomorfné až xenomorfné inklúzie do 0,1 mm rozptýlené v základnej hmote v intersticiálnych pozíciách medzi kremeňom a alkalickým živcom alebo sú prerastané so zirkónom a Fe-Ti oxidmi (magnetit so sekundárnym ilmenitom, hematitom a rutilom).

Arzénový monazit-(Ce) až gasparit-(Ce) obsahuje 52–66 % $LREE_2O_3$ (La_2O_3 – Sm_2O_3) a 25–39 % Ce_2O_3. Obsah $HREE_2O_3$ (Gd_2O_3 – Lu_2O_3) + Y_2O_3 sa pohybuje od 0,4 až do 5 %. As_2O_5 dosahuje 0,1–32 % a atómový pomer As/(As+P) = 0,00–0,73, čo indikuje široký rozsah substitúcie tuhého roztoku $LREEPO_4$ – $LREEAsO_4$. Obsah S v arzénovom monazite-(Ce) až gasparite-(Ce) (do 4,8 % SO_3, 0,14 S apfu) indikujú limitovanú $Ca^{2+} + S^{6+} = LREE^{3+} + (P, As)^{5+}$ „klinoanhydritovú" substitúciu $CaS(REE)_{-1}(P, As)_{-1}$

Arzénový xenotím-(Y) až černovit-(Y) obsahujú 22–35 % Y_2O_3, obsah $HREE_2O_3$ varíruje od 13 do 23 % a $LREE_2O_3$ od 3 do 9 %. Xenotím-(Y) až černovit-(Y) s tetragonálnou štruktúrou zirkónového resp. xenotímového typu preferujú Y a HREE, kým monazit-(Ce) až gasparit-(Ce) s monoklinickou štruktúrou monazitového typu prednostne koncentrujú LREE. Obsah As sa pohybuje v intervale 5–44 hmot. % As_2O_5. Atómový pomer As/(As+P) = 0,1–0,94, čo indikuje relatívne značnú mieru substitúcie tuhého roztoku $(Y, HREE)PO_4$ – $(Y, HREE)AsO_4$. Zriedkavý černovit-(Y) bohatý na Nb obsahuje 9–18 % Nb_2O_5 (0,18–0,36 Nb apfu) a to poukazuje na limitovanú substitúciu $Nb(As, P)_{-1}$ v rámci tuhého roztoku černovit-(Y) – fergusonit-(Y).

Obsah Th, U a Si indikuje prítomnosť huttonitovej resp. toritovej substitúcie $ThSi(REE)_{-1}(P, As)_{-1}$ v monazite-(Ce) až gasparite-(Ce) a černovite-(Y) Na Th bohatý a o As ochudobnený monazit-(Ce) obsahuje 5–15 % ThO_2. O Th-U obohatený černovit-(Y) až o Y-P-As obohatený torit obsahujú 9–38 % ThO_2, 0,5–2 % UO_2, do 15 % As_2O_5 (0,38 As apfu) a do 4 % P_2O_5 (0,15 P apfu).

REE karbonáty vystupujú v asociácii s fosfátmi a arzenátmi a tvoria nepravidelné agregáty rozptýlené v základnej hmote veľké maximálne 0,3 mm. Bastnäsit-(Ce), hydroxylbastnäsit-(Ce) a synchyzit-(Ce) sú najbežnejšie, zriedkavejšie sa zistil hydroxylbastnäsit-(La), hydroxylbastnäsit-(Nd), bastnäsit-(La), parisit-(Ce), pravdepodobne aj röntgenit-(Ce) (?) a „röntgenit-(La)"(?). Ojedinele sa našiel cerianit-(Ce).

Študované REE fázy sú charakteristické širokou variabilitou substitúcií aniónových skupín XO_4 (X = P, As, Si, S, Nb), v ktorých dominantná izoštruktúrna a izovalentná substitúcia AsP_{-1} vytvárajú takmer kompletný tuhý roztok medzi čistými koncovými členmi izomorfného radu monazit – gasparit. V menšej miere sa identifikovali aj minoritné substitúcie aniónovej skupiny $(SiO_4)^{4-}$, $(SO_4)^{2}$, $(NbO_4)^{3-}$ a vo veľmi nízkej koncentrácii aj $(TaO_4)^{3-}$

Obsah Th kontroluje najmä huttonitová resp. toritová substitúcia, ktorá v monoklinických fázach silne dominuje nad brabantitovou. Obsah Ca nekorešpondujúci s obsahom Th a výrazne korelujúci s obsahom S skôr signalizuje prítomnosť doteraz neznámej „klinoanhydritovej" substitúcie $CaS(REE)_{-1}(P, As)_{-1}$ Túto hypotézu významne podporuje dôkaz monoklinickej štruktúry monazitového typu čistého $CaSO_4$ v extrémnych experimentálnych podmienkach (1000 °C a 120 kbar).

Opísaná REE-Y-As-P asociácia je zrejme produktom alterácie primárnych REE minerálov, pri ktorej magmatický monazit-(Ce) rekryštalizoval na arzénový monazit-(Ce) až gasparit-(Ce) a xenotím-(Y) na arzénový xenotím-(Y) až černovit-(Y) pod vplyvom fluíd bohatých na As.

Vysoká fugacita O (fO_2) mala dôležitú úlohu pri postmagmatickej premene materského ryolitu, pri ktorej absencia arzénových sulfidov (arzenopyritu a löllingitu) svedčí o prednostnom výstupe S v síranovej forme pred sulfidovou. Indikátorom prostredia s vyššou fugacitou O je aj prítomnosť Sr baritu vzácne aj cerianitu-(Ce).

REE karbonáty a cerianit-(Ce) sú produktmi neskoršej hydrotermálnej premeny pod vplyvom fluíd bohatých na CO_2. Zvýšený obsah LREE poukazuje na väčšiu mobilitu LREE ako HREE v hydrotermálnych systémoch.

Prácu podporil grant VEGA 1/1022/04.

M. ONDREJKA, P UHER, M PUTIŠ: **Oxytermometria Fe-Ti oxidov z ryolitov typu A silicika (Západné Karpaty)**

Skupina minerálov Fe-Ti oxidov je významnou akcesorickou prímesou ryolitov typu A silicika. Takmer všetky Fe-Ti oxidy vystupujú vo forme hniezdovitých akumulácií veľkých 0,1 až 5 mm v koexistencii s ostatnými akcesóriami (zirkón, monazit-(Ce), xenotím-(Y), REE-Y-As fázy). Väčšina Fe-Ti oxidov má znaky rozpadu resp. odmiešania nekompatibilných fáz v podobe „exolučných" lamiel. Nejde však o skutočné exolučné fenomény, lebo nie je zachovaná podmienka izochemického odmiešavania, ale odmiešavania nekompatibilných heteroštruktúrnych fáz spôsobená oxidáciou, teda zmenou chemického zloženia sústavy pribratím O_2. Exolučné lamely ilmenitu v magnetite sú produktom deuterickej oxidácie ulvöspinelovej (Usp) molekuly v primárnom Ti magnetite (tuhý roztok magnetitu a ulvöspinelu) podľa reakcie $6Fe^{2+}{}_2TiO_4 + O_2 \rightarrow 6Fe^{2+}TiO_3 + 2Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$.

Primárny Ti magnetit, ktorého približné chemické zloženie varíruje v intervale X_{Usp} = 0,23–0,41 a X_{Mag} = 0,73–0,56, nie je pri znižovaní teploty v tavenine stabilný. Ulvöspinelová zložka oxiduje na ilmenit a magnetit. Tento rozpad je funkciou termodynamickej teploty (T) a fugacity O (fO_2) a základom oxytermometrie. V ďalších fázach sa odmiešaný ilmenit ďalej oxiduje na Ti hematit a vytvára izoštruktúrny tuhý roztok $FeTiO_3$ – Fe_2O_3 ($Ti^{4+} \leftrightarrow 2Fe^{2+}$). Celý proces sa končí kryštalizáciou rutilu a hematitu. Alternatívou je možná čistá oxidácia ilmenitu na pseudobrookit ako prechodný medzistupeň a rutil podľa rovnice $Fe^{2+}{}_2TiO_3 + 2O_2 \leftrightarrow Fe^{3+}{}_2TiO_5 + TiO_2$. Pseudobrookit sa potom rozpadá na rutil a hematit podľa rovnice $Fe^{2+}{}_2TiO_5 \leftrightarrow TiO_2 + Fe^{3+}{}_2O_3$. Alteráciou resp. maghemitizáciou sa mení aj pôvodne odmiešaný magnetit na nestabilný medzistupeň maghemit so spinelovou štruktúrou (γFe_2O_3) až trigonálny hematit podľa rovnice $2Fe_3O_4 + 1/2\ O_2 \leftrightarrow 3Fe_2O_3$, čím sa rozpad končí.

Na idealizované priblíženie chemického zloženia homogenizovaného Fe-Ti oxidu pred jeho rozpadom sa použila metóda zmiešavacej rovnice (X^*Ilm_x) + (Y^*Mt_y) = Tmt)*1 v kombinácii s výpočtom plošného podielu ilmenitovej a magnetitovej fázy. Vypočítaná chemická analýza odvodená zo zmiešavacej rovnice však nepredstavuje chemické zloženie pôvodného primárneho Ti magnetitu, lebo nie je splnená podmienka izochemického rozpadu, no zodpovedá homogenizovanému chemickému zloženiu zlomkového podielu heteroštruktúrneho ilmenitu a magnetitu. Keďže sa na chemickej zmene pri deuterickej oxidácii zúčastňuje iba O_2, výsledné chemické zloženie možno aproximovať na primárny Ti magnetit pri zachovaní pôvodného podielu Fe_{total} a Ti.

Študované Fe-Ti oxidy z ryolitov typu A silicika použité pri oxytermometrickom výpočte v prípade ilmenitu obsahujú 0,85–0,98 molárneho zlomku Ilm. molekuly a pri magnetite 0,03–0,44 molárneho zlomku Usp. molekuly.

Výpočet sa robil len pri vhodných typoch lamelárnych dvojíc (ilmenit – magnetit), ale aj tak možno výstupné hodnoty chápať a interpretovať s istou rezervou, lebo najmä Ti fázy sa nepodarilo analyzovať v uspokojivých analytických rozmeroch (> 2 μm). Preto bodové mikrosondové analýzy ilmenitovej fázy najpravdepodobnejšie kontaminovalo Fe^{3+} susediacej magnetitovej fázy na úkor Fe^{2+}, čo nakoniec kvalitu získaných oxytermometrických údajov znižuje. Spôsobuje to tzv nanolamelárny efekt, ktorý sa jednoznačne prejavil v študovaných vzorkách a znamená postupné odkrývanie stále väčšieho počtu „exolučných lamiel" priamoúmerne k rastúcemu zväčšeniu. Na dosiahnutie širšieho záberu a maximálnej efektívnosti merania v rámci Fe-Ti oxidu sa koexistujúce Ti fázy prepočítavali so všetkými susediacimi Fe fázami.

Vypočítaná teplota ekvilibrácie systému $FeTiO_3$ – Fe_3O_4 vynesená voči experimentálnym pufrom uspokojivo kopíruje líniu FMQ pufra a vypočítaná fugacita O varíruje v intervale –0,7 Δlog fO_2 (~740 °C) – 2,5 Δlog fO_2 (~780 °C) relatívne k FMQ pufru. Vypočítaná teplota kolíše v intervale 577–895 °C a reprezentuje ekvilibračnú teplotu resp. teplotu odmiešania Ti a Fe fázy z primárneho Ti magnetitu.

Prítomnosť „exolučného fenoménu" Fe-Ti oxidov v študovaných vzorkách ryolitu umožnila podrobnejší výskum z hľadiska ich vývoja v subsolidovom štádiu. Termodynamická postupnosť odmiešavania nekompatibilných fáz ako výsledok deuterickej oxidácie pri chladnutí resp. pri nižšiestupňovej oxidácii jednoznačne potvrdila trend vývoja v neskorších štádiách postmagmatických premien. Teplota ekvilibrácie nekompatibilných fáz (ilmenit – magnetit) poukazuje na relatívne pokojný subsolidový vývoj pri stredných oxidačných podmienkach (v blízkosti FMQ pufra), keď je Fe prítomné v obidvoch oxidačných stavoch (Fe^{2+} a Fe^{3+}) a prednostne vstupuje do štruktúry magnetitu na úkor silikátov.

*1 Tmt je výsledné chemické zloženie idealizovaného Ti magnetitu jednotlivých sektorov, Ilm_x priemerná mikrosondová analýza ilmenitu a Mt_y priemerná mikrosondová analýza magnetitu.

Prácu podporila Agentúra na podporu vedy a techniky na základe zmluvy APVT-20-016104.

L. ŠIMON: **Nové vulkanologické poznatky z veporského stratovulkánu**

Vulkanické a intruzívne horniny predpokladaného neogénneho veku vo veporiku opísal rad autorov (Kuthan et al., 1963, Bacsó, 1964; Klinec, 1976; Lexa a Konečný in Vass et al., 1982; Lexa in Vass, 1986).

Nové poznatky sú zo štúdia hornín veporského stratovulkánu, a to z jeho jv. časti. Územie je medzi Hrachovom, Ratkovskou Zdychavou a Hnúšťou. Veporský stratovulkán sa vyvíjal v bádene. V skúmanom území sú opísané relikty jeho stavby. Neovulkanity veporika reprezentujú pokoradzské súvrstvie, ktoré je sukcesiou pyroklastických a epiklastických vulkanických hornín vystupujúcich v reliktoch predstavujúcich výplň paleoúdolí sj., sz.-jv smeru. Veporský stratovulkán bol zväčša odstránený denudačným zrezom vyvolaným regionálnym zdvihom Veporských vrchov.

Pokoradzské súvrstvie opísal Lexa (in Vass et al., 1986, a in Vass a Elečko et al., 1989). Na báze súvrstvia ležia konglomeráty s nevulkanickým materiálom s obliakmi predterciérnych hornín. Súvrstvie je hrubé 20–200 m a jeho hlavnú masu tvoria epiklastiká a pyroklastiká. Rozšírené je v severnej časti Rimavskej kotliny a denudačné relikty sú aj v južnej časti Veporských vrchov a v severnej Lučenskej kotline. Súvrstvie je strednomiocénne a vystupujúce v reliktoch je výplňou paleoúdolí sj., sz.-jv smeru. Jeho ekvivalentom je kamenské súvrstvie vo Vtáčniku a v Hornonitrianskej kotline, šutovská formácia na Poľane, zlatostudnianska v Kremnických, sebechlebská v Štiavnických vrchoch alebo lysecká v Krupinskej planine. V študovanej oblasti ho reprezentujú tieto litofaciálne typy: epiklastické vulkanické konglomeráty, epiklastické vulkanické konglomeráty s pieskovcovými polohami, vrstvy epiklastického vulkanického pieskovca s polohami brekcie, hrubá epiklastická vulkanická brekcia s polohami konglomerátov, hrubá chaotická brekcia epiklastík, autochtónny tuf a uloženiny pyroklastických prúdov.

Epiklastiká a vulkanické konglomeráty vystupujú hlavne na V od Hrnčiarskej Vsi. Polohy tvoria subangulárne až oválne úlomky veľké 20 až 100 cm. Matrix je hrubozrnný a piesčitý. Fragmenty petrograficky tvorí pyroxenický a amfibolicko-pyroxenický andezit.

Epiklastiká a vulkanické konglomeráty s pieskovcovými polohami vystupujú hlavne na V od Hrnčiarskej Vsi, na Z od Hrachova a pri Kyjaticiach. Horizont tvoria polohy striedajúcich sa konglomerátov s pieskovcovými polohami. Horniny sú zo subangulárnych, suboválnych a oválnych fragmentov andezitu a ojedinele aj nevulkanického materiálu. Andezity sú veľké od 1 do 30 cm. Pre polohy je charakteristická podporná stavba fragmentov alebo matrixu. V niektorých polohách tvorí matrix až 25 %. Fragmenty sú pórovité, sklovité a celistvé. Pozorovateľné sú sklzové štruktúry, obtekanie fragmentov a krížové zvrstvenie. Vo vrstvách je gradačné zvrstvenie, normálne, reverzné aj chaotické usporiadanie fragmentov. Matrix je piesčitý. Z petrografického hľadiska ide o fragmenty pyroxenického, amfibolicko-pyroxenického, ojedinele granatického andezitu, granitu a kremenca.

Vrstvy epiklastického vulkanického pieskovca s polohami brekcie vystupujú najmä na Z od Ploského. Horizont tvoria striedajúce sa polohy pieskovca a brekcie. Horniny sú zo suboválnych, oválnych a dokonale oválnych fragmentov andezitu a nevulkanického materiálu. Fragmenty sú veľké od 1 do 30 cm. Obliaky petrograficky reprezentujú amfibolicko-pyroxenické a pyroxenické andezity, ojedinele granit, kremenec a vápenec. Matrix je piesčitý a ojedinele aj piesčito-tufový. Súvrstvie je prevažne z vulkanickosedimentárneho materiálu, ktorý sa akumuloval v intervulkanickom období vo fluviálnych podmienkach.

Hrubá epiklastická vulkanická brekcia s polohami konglomerátov vystupuje hlavne na Z od Ploského, na V od Rimavskej Bane a na V od Rimavského Brezova. Epiklastiká predstavujú súbor striedajúcich sa polôh epiklastickej vulkanickej brekcie s polohami konglomerátov a s ojedinelými pieskovcovými polohami z angulárnych, subangulárnych, suboválnych a oválnych fragmentov andezitu, pemzy a nevulkanického materiálu veľkého 1–20 cm. Ojedinele možno nájsť fragmenty do 100 cm. Matrix je piesčitý, zriedka aj piesčitoílovitý. Z petrografického hľadiska fragmenty reprezentuje amfibolicko-pyroxenický a pyroxenický andezit, ojedinele aj granit.

Hrubá chaotická brekcia epiklastík vystupuje hlavne pri Polome. Chaotické epiklastiká predstavujú súbor striedajúcich sa polôh hrubej epiklastickej vulkanickej brekcie z angulárnych, subangulárnych, suboválnych a oválnych fragmentov andezitu, pemzy a nevulkanického

materiálu veľkých 1–200 cm. Miestami sa vyskytujú bloky a megabloky veľké 1 x 2, 2 x 4 m alebo až 5 x 15 m. Výnimočné sú fragmenty veľké do 10 m. Matrix je piesčitý, piesčito-tufový, ojedinele aj piesčitoílovitý. Petrograficky fragmenty reprezentuje amfibolicko-pyroxenický a pyroxenický andezit, ako aj nevulkanický materiál.

Autochtónny tuf vystupuje hlavne na V od Hrnčiarskej Vsi. Vrstvy sú chaotické až nezreteľne zvrstvené s prechodom do jemnovrstvových uložení. Fragmenty tvorí tmavý pórovitý až sférický andezit s ojedinelými fragmentmi celistvého andezitu a so žltou a hnedou pemzou. Základnou hmotou je tuf.

Uloženiny pyroklastických prúdov vystupujú v okolí Ratkovskej Zdychavy, pri Kyjaticiach, na V od Hrnčiarskej Vsi, na V od Rimavských Zalužian a na V od Rimavskej Bane. Uloženiny tvoria sukcesiu pyroklastického materiálu. Pyroklastické prúdy sú hrubé až do 100 m a reprezentuje ich chaotický netriedený materiál s nízkym alebo vysokým stupňom konsolidácie hmoty až s homogenizáciou. Zastúpené sú sférické fragmenty pórovitého pyroxenického andezitu veľké 2–10 (40–70 %), maximálne do 35 alebo až do 100 cm a sú aj fragmenty celistvého sklovitého andezitu (do 30 %) charakteristické troskovým povrchom a pórovitou textúrou. Matrix je silno spečený až homogenizovaný a tvorí ho tuf s úlomkami andezitu a pemzy.

Literatúra

Bacsó, Z., 1964: Potriasové skarnové ložiská na Tisovci. *Geol. Práce, Spr., 31, 13–55.*

Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Kuthan, M., Biely, A., Bohm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E. & Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Zvolen. *Bratislava, GÚDŠ.*

Vass, D., Elečko, M. & Bodnár, J., 1982: Stavba Rimavskej kotliny a paleogeografia terciérnej výplne. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Vass, D., Bodnár, J., Elečko, M., Gaál, J., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J. & Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

V. KONEČNÝ, J. SMOLKA, J. LEXA, Š. HURTÍK, M. ŠINSKY, M. TONČÍK: **Banskoštiavnický geopark**

V Štiavnických vrchov sú doklady o baníckej činnosti zameranej na získavanie drahých kovov a medi už od najstarších dôb. Archeologické nálezy potvrdzujú, že sa takáto činnosť začala už v bronzovej dobe a pokračovala v čase keltského osídlenia (3.–1. stor. p. n. l.), Rímskej ríše a pokračovala v období Veľkej Moravy. Už v 10. stor. sa striebro ťažené v tejto oblasti exportovalo na územie kyjevského kniežatstva a v ranom období Uhorska sa zo štiavnického striebra razili uhorské poldenáre. Ťažba zlata a striebra vrcholila v 18. stor., keď sa v rokoch 1740–1760 vyťažilo 14 t zlata a 475 t striebra. Okrem drahých kovov pokračovala ťažba polymetalických rúd (Pb, Zn, Cu) až do roku 1992, keď bola zastavená, a prežívala len ťažba zlata v bani Rozália. Banícka činnosť zanechala po sebe množstvo historicky významných pamiatok, ktoré vzbudzujú záujem našej aj medzinárodnej verejnosti.

Ťažba rúd a s ňou súvisiace úpravníctvo významne zasiahli aj do okolitého prírodného prostredia. Zostali po nich najmä haldy odpadu, odkaliská, banské diela, sieť umelých vodných nádrží – tajchov, čo v súčasnosti vyžaduje riešenie úloh a problémov ekologickej povahy.

Okrem významného pokroku v dobývacích metódach a v úprave rudy, s ktorým boli späté mnohé, často unikátne vynálezy, sa prejavil aj pokrok v poznávaní prírodných procesov, v mineralogickom a geologickom výskume. Zaslúžila sa o to prvá Banícka a lesnícka akadémia v Banskej Štiavnici, ktorá vznikla v roku 1762 ako prvá akadémia tohto typu v Európe.

Pokračujúci geologický a ložiskový výskum niekoľkých generácií spätý s tvorbou geologických máp viedol k objasneniu geologickej stavby Štiavnických vrchov reprezentovanej horninami treťohorného andezitového stratovulkánu veľkých rozmerov s vývojom kaldery a doloženej geologickou mapou v mierke 1 : 50 000 (Konečný et al., 1998). Nová syntéza stavby a vývoja štiavnického stratovulkánu a poznatky o metalogenetických procesoch umožňujú v súčasnom období predložiť ich našej aj zahraničnej verejnosti prístupnou formou.

Po zvážení uvedených predpokladov, zahŕňajúcich pozoruhodné historické pamiatky baníckej činnosti, poznatky o geologickej stavbe, ako aj problémy súvisiace s krajinnou ekológiou, sa Ministerstvo životného prostredia SR rozhodlo zriadiť Banskoštiavnický geopark. Realizátorom je ŠGÚDŠ v Bratislave, Slovenské banské múzeum v Banskej Štiavnici a Centrum prípravy environmentálnych projektov v Banskej Štiavnici pri Slovenskej agentúre životného prostredia.

V rámci projektovej úlohy 0400 *Zriadenie Banskoštiavnického geoparku* sa v areáli banského skanzenu pod jazerom Klinger pripravila náučno-geologická expozícia Geologický vývoj Slovenska, zahŕňajúca desať zastávok s náučnými tabuľami venovanými jednotlivým geologickým epochám, a okrem tabúľ sa pri zastávkach inštalovali aj horniny typické pre príslušné geologické obdobia.

Ďalšia expozícia v prírodnom prostredí vrchu Paradajs má 19 zastávok venovaných geologickému vývoju štiavnického stratovulkánu vrátane hornín vystupujúcich v jeho podloží. Výklad o geologickej stavbe na zastávkach dopĺňa expozícia horninových typov. Stavbu Štiavnických vrchov vhodne dokumentujú fotopanoramatické tabule zachytávajúce úseky týchto vrchov. Panoramatický výhľad dopĺňa interpretácia geologickej stavby.

V rámci projektovej úlohy Zriadenie Banskoštiavnického geoparku sa určili trasy náučných chodníkov územných celkov turistiky (ďalej ÚCT), na ktorých sa budú prezentovať objekty geologickej stavby, montanistiky (pamiatky baníckej činnosti) a krajinnej ekológie v podobe náučných tabúľ pri jednotlivých zastávkach. Spracovali sa objekty v ÚCT Štiavnických Baní na ôsmich chodníkoch v podobe posterov s vysvetľujúcim textom, ktoré budú inštalované v prírode pri objektoch (zastávkach) na trase náučných chodníkov. V súčasnom období sa spracúvajú objekty pre ÚCT Banská Štiavnica (16 chodníkov). Texty náučných tabúľ sú dvojjazyčné (v slovenčine a v angličtine), aby boli prístupné aj pre zahraničných návštevníkov.

Okrem náučných tabúľ v prírode sa pripravia aj texty sprievodcov s príslušnými grafickými ilustráciami a s geologickými mapami územných celkov, ktoré poskytnú návštevníkovi geoparku ďalšie informácie. Na zoznámenie s geologickou stavbou Štiavnických vrchov sa utvorí geologicko-náučná mapa územia geoparku v mierke 1 : 50 000 a centrálnej časti Štiavnických vrchov v mierke 1 : 25 000.

Banskoštiavnický geopark je prvým v sérii geoparkov, ktoré vzniknú na Slovensku v nasledujúcom období. Poznatky a skúsenosti z jeho tvorby sa využijú pri zriaďovaní ďalších geoparkov, ktoré našej aj zahraničnej verejnosti priblížia pozoruhodné výtvory prírody a historické pamiatky Slovenska.

D. VASS: **Vek a okolnosti vzniku akumulácie kostí v Kostnej doline pri Hajnáčke**

V bazaltových vulkanických provinciách sú najvhodnejším prostredím na akumuláciu fosílií maarové jazierka, a preto sa všeobecne predpokladalo, že sa aj kosti vertebrát v Kostnej doline pri Hajnáčke nahromadili a fosilizovali v bazaltovom maari.

Takémuto predpokladu odporuje viac argumentov.

Sedimenty maarových jazier majú charakteristickú sedimentárnu štruktúru a textúru, sú jemnozrnné a laminované – laminovaný je diatomit, riasový vápenec aj alginit. Vložky tufu chýbajú alebo sú zriedkavé.

Prostredie vzniku maarových sedimentov je pokojné, jazero pri letnej stagnácii relatívne hlboké, so stratifikovaným stĺpcom eutrofnej vody a s bujným premnožením rias (riasový laminovaný vápenec, alginit) alebo plytké, bez stratifikovaného stĺpca vody so sezónnym striedaním oligotrofie vody s eutrofiou a s bujnením rias – diatomaceí (diatomit).

Vzhľadom na bujný fytoplanktón bola voda maarových jazier pre teplokrvné živočíchy toxická, a preto maarové jazierka nemohli byť ich napájadlami, čo platí aj o hajnáčskom maare.

Sedimenty, v ktorých sú kosti vertebrát pri Hajnáčke – teda dnešná výplň Kostnej doliny – majú chaotickú textúru, veľmi odlišnú od klasickej textúry sedimentov maarových jazier. Prostredie vzniku dnešnej výplne Kostnej doliny (v ktorej sú kosti) je dynamické, s prúdením vody v hornom prúdovom režime. Prúdiaca voda erodovala a resedimentovala horniny predvulkanického reliéfu – pieskovce fiľakovského súvrstvia (egenburg). Erózia sa prerezala cez ring pôvodného maaru, vyprázdnila pôvodnú maarovú sedimentárnu výplň (jej zvyšky vo forme resedimentovaných blokov sa zachovali v dnešnej výplni Kostnej doliny) a kanibalizovala novo sa tvoriace sedimenty prietočného jazera, ktoré sa vytvorilo vo vyprázdnenej depresii pôvodného maaru. V dynamickom prostredí prietočného jazera sa tvorili zosuvy, ktoré komplikujú stavbu dnešnej fosilifernej výplne pôvodného maaru.

Sled udalostí, ktoré viedli k vzniku akumulácie kostí:

• V rámci vulkanizmu *cerovej bazaltovej formácie* v dnešnej Kostnej doline pred cca 3,55 Ma (miliónmi rokov) vznikol maar.

• Po skončení freatomagmatických explózií v maarovom kráteri vzniklo jazierko a v ňom sa ukladali sedimenty podobné alginitu. Zapĺňanie maaru sa skončilo cca pred 3,3 Ma.

• Pri zdvihu Cerovej vrchoviny erózia prednostne napadla mäkké horniny. Patrila medzi ne aj výplň maaru pri Hajnáčke. Erózia na západnom okraji maaru prerazila jeho ringmaru a odstránila jeho mäkkú sedimentárnu výplň.

• Vo vyprázdnenej maarovej depresii vzniklo prietočné jazero a v už spomenutých podmienkach sa maarová depresia začala zapĺňať druhotnou výplňou, v ktorej sú o. i. aj bloky prvotnej výplne, reprezentované jemnozrnným laminovaným sedimentom bohatým na jednobunkové riasy podobné tým, ktoré obývajú recentné eutrofizujúce jazerá mierneho pásma Európy (Hudáčková in Vass et al., 2000).

• Prietočné jazero bolo napájadlom pre suchozemskú faunu vulkanickej krajiny od chobotnatcov po drobné hlodavce a hraboše. Ich kosti nájdené v druhotnej výplni maaru svedčia o tom, že mnohé pri napájadle zahynuli z rôznych príčin. Menšia zverina sa stala obeťou predátorov, veľké cicavce – tapíry, chobotnatce – mohli utonúť v bahne. V zle vetranej maarovej depresii sa zvieratá mohli udusiť jedovatými vulkanickými emanáciami alebo k jazierku prichádzali choré a prestarnuté jedince a tam zahynuli. Príčinou úhynu mohol byť aj náhly spád sopečného popola, tefry so sopečnými bombami vyvrhnutými aktívnou sopkou v okolí jazierka. Takéto sopečné vyvrhnutiny v druhotnej výplni maaru naozaj sú.

• Prúdenie v prietočnom jazere rozrušilo kostry uhynutých zvierat a kostrové fragmenty redistribuovalo v rámci jazera.

Vek vzniku maaru a jeho druhotnej výplne:

• Veková kalibrácia sa odvíja od veku druhotnej výplne. Kostrové fragmenty cicavcov, hlavne mikrocicavcov poukazujú na subzónu MN 16a, ktorej numerický vek je 2,8–3,3 Ma (Fejfar a Heinrich, 1987).

• Vek pôvodného maaru pomohla datovať magnetostratigrafia. Tuf zachovaného pôvodného maarového ringu má normálnu magnetickú polaritu. Najbližšou normálnou magnetickou udalosťou, ktorá predchádzala subzóne MN 16a, je najstaršia normálna udalosť chronu C2An numericky kalibrovaná na 3,35 až 3,55 Ma (Berggren et al., 1995). Je pravdepodobné, že pri nej vznikol aj maar pri Hajnáčke. Skôr sa tak stať nemohlo, lebo v čase medzi 3,55 a 4,15 Ma bola magnetická polarita Zeme reverzná (Vass a Túnyi in Vass et al., 2000).

Na záver možno konštatovať, že sedimenty, v ktorých sú kosti vertebrát, najmä cicavcov, sú druhotnou výplňou maarovej depresie. Mikrocicavce nájdené v druhotnej výplni maaru indikujú subzónu 16a kontinentálnej neogénnej časovej škály, čo v numerickej škále zodpovedajú 2,8 až 3,3 Ma. Pôvodný maar, ktorého sedimentárnu výplň odstránila erózia, vznikol pri normálnej magnetickej udalosti, ktorá trvala od 3,35 do 3,55 Ma.

M. KOHÚT, M. HAVRILA: **Devón v Považskom Inovci – litológia a geodynamické konzekvencie vo vývoji paleozoika Západných Karpát**

Devón bol vo vývoji Zeme obdobím relatívneho pokoja medzi vyznievajúcimi kaledónskymi pohybmi v spodnom a začiatkami hercýnskej (variskej) orogenézy vo vrchnom devóne. Horninovým záznamom tohto obdobia sú hrubé terigénne uloženiny tzv. starého červeného pieskovca, mohutné morské karbonatické a flyšoidné sedimenty, ale aj produkty submarinného bázického (± bimodálneho) vulkanizmu. Devón v Západných Karpatoch nie je veľmi rozšírený. Okrem gemerika (gelnická a rakovecká skupina) je známy v harmónskej sérii Malých Karpát a v komplexe Prednej hole východnej časti Nízkych Tatier. Devónske sedimenty sa sporadicky zistili aj v hlbokých vrtoch na južnom Slovensku.

Pri prebiehajúcom mapovaní Považského Inovca v mierke 1 : 25 000 pre novú základnú mapu (1 : 50 000) sme v južnej a strednej časti bojnianskeho bloku zdokumentovali pre západokarpatské tatrikum netradičný horninový komplex, ktorý sa po predbežnom výskume ukázal ako devónsky. Petrografickým výskumom sa zistilo, že dominantným horninovým typom komplexu sú tmavosivé jemnozrnné laminárne až nevýrazne páskované metamorfované horniny peliticko-psamitického charakteru. Na ich minerálnom zložení sa zúčastňuje kremeň, plagioklas, K živec, biotit, z akcesórií hlavne granát, zirkón a monazit. Lokálne sa v tomto metamorfovanom komplexe identifikované polohy čiernych – grafitických bridlíc resp. grafitických metakvarcitov, ako aj vápenato-silikátových hornín – erlanov. V údolí potoka Hlavinka sme zdokumentovali aj viac ložných polôh metabazitov – amfibolitov, ako aj ich tufitických analógov. Metamorfná rekryštalizácia tohto komplexu dosiahla vyššiu časť fácie zelených bridlíc resp. spodnú amfibolitovej fácie. Pracovne sme celý tento súbor metamorfných hornín nazvali *metamorfný komplex Hlavinky*, a to na základe typického profilu v údolí potoka Hlavinka (Kohút et al., 2005). Rozhodujúcim pri riešení celej problematiky devónu v Považskom Inovci sa však ukázalo objavenie polohy hematitických metakvarcitov, ktoré sú analógom vulkanickosedimentárnych Fe rúd typu *Lahn-Dill*. Z geochemického hľadiska sa potvrdila drobová povaha protolitu dominantných metamorfovaných hornín sedimentujúcich na kontinentálnom svahu zaoblúkového bazéna *(back-arc basin* – BAB), pričom sa táto droba derivovala z kyslého až intermediárneho – magmatogénneho zdroja pôvodného aktívneho kontinentálneho oblúka. Na prvý pohľad netypický MORB geochemický charakter metabazitov – amfibolitov sa napokon ukázal ako štandardný pre „rýnsky typ vývoja devónu". Nedostatok stratigrafických údajov v tomto metamorfovanom (klastogénno-vulkanickom) komplexe nahradilo datovanie uraninitu a monazitu s použitím elektrónového mikroanalyzátora CAMECA SX-100 z hematitických metakvarcitov a drobovitých hornín. Vznik uraninitu pred 390–380 Ma bol najpravdepodobnejšie syngénny s formovaním submarinnoexhalačných Fe rúd, pričom metamorfózu tohto komplexu indikuje tvorba monazitu v identických horninových vzorkách s vekom 350–330 Ma (Kohút et al., v príprave).

Potvrdenie devónu v Považskom Inovci má širší, západokarpatský význam, lebo jednak rieši otázku exotík v spodnotriasových kvarcitoch (v zmysle Mišíka a Jablonského, 1978, 1999, 2000) – v bazálnych zlepencoch Zlatého vrchu (Havrila a Kohút, toto číslo MS), jednak vyvoláva viac geodynamických otázok a analógií. Faciálny vývoj – dominancia

klastogénneho, terigénneho, psefiticko-pelitického materiálu (droba a bridlica) s minimom karbonátov, ako aj typický bázický vulkanizmus s hematitickými metakvarcitmi – afinuje s rýnskym vývojom európskej „variskej mobilnej zóny". Analogický vývoj je dnes pozorovateľný od komplexu Lizard v Cornwalle, cez Ardeny, Porýnsku bridličnatú vrchovinu, Harz, severnú časť Českého masívu, južnú časť Poľska až do Hrubého Jeseníka a Drahanskej vrchoviny. V Alpách sú devónske horninové sekvencie najlepšie vyvinuté v austroalpínskom priestore, najmä v drobovej zóne (*Grauwacken Zone*) a v grazskom paleozoiku. V obidvoch prípadoch ide o rozsiahle ordovicko-karbónske sedimentárnovulkanické komplexy s výraznou karbonatickou a pelitickou sedimentáciou v devóne, čím prejavujú väčšiu afinitu k českému (barrandiénskemu) vývoju, aj keď faunisticky je tu istá príbuznosť s rýnskym vývojom. Už od čias Kossmata (1927) je známe, že podstatná časť zvyškov devónskeho bazéna Európy tvorí rýnskohercýnsku zónu európskych hercyníd (variscíd) Rýnskohercýnsky oceán bol medzi Avalóniou a Armorikou, resp. južnou časťou Laurussie a hunským teranom, derivovaným zo severného okraja Gondwany (Stampfli a Borel, 2002) a pohltila ho kolízia týchto kontinentálnych blokov pred spodným karbónom. Afinita devónu hlavinského komplexu v Považskom Inovci s rýnskym vývojom môže spôsobovať isté problémy v reálnej identifikácii vývoja kryštalinika Západných Karpát, ale treba mať na pamäti, najmä dnes, v „ultramobilistickom" chápaní geologického vývoja, že sa hercýnsky orogén pokladá za typický horizontálne posunutý (*strike slip*) a z pohľadu alpínskeho orogénu nejde o nijaký „fixizmus", ale skôr o „oprášenie" starších názorov, napríklad Andrusova (1958).

Záverom konštatujeme, že južnú a strednú časť bojnianskeho bloku kryštalinika Považského Inovca okrem granitických hornín a metamorfovaných (HT-MP) staropaleozoických kryštalických hornín buduje aj metamorfný hlavinský komplex, ktorý tvoria metamorfované staropaleozoické vulkanickosedimentárne horniny (hlavne metadroba, v menšej miere metapelity, metakvarcity, metakarbonáty a čierna bridlica, lokálne s polohami hematitických metakvarcitov) pochádzajúce z kontinentálneho okraja zaoblúkového bazéna (BAB) alebo z recyklovaného ensialického magmatického oblúka. Asociujúce polohy pôvodných vulkanitov – metabazitov MORB charakteristiky boli zdrojom fluíd sedimentárno-exhalačných Fe rúd v okolitých klastických sedimentoch. Vek protolitu, magmatizmu a Fe zrudnenia metamorfného hlavinského komplexu je devónsky a jeho ostatná metamorfóza je spodnokarbónskeho veku. Litologicky má tento komplex výraznú afinitu s rýnskym vývojom rýnskohercýnskej zóny európskych hercyníd.

M. HAVRILA, M. KOHÚT: **Polymiktné zlepence Zlatého vrchu v Považskom Inovci, báza lúžňanského súvrstvia – litológia a zdroj materiálu**

Kremencové vrstvy spodného triasu (T_1) tatrika a veporika pod názvom lúžňanské súvrstvie ako formálnu litostratigrafickú jednotku definovala Fejdiová (1980), ale definovaniu týchto klastických hornín (v zmysle Hedberga, 1972) predchádzalo ich vyše 120-ročné štúdium a do análov ich poznávania sa zapísali takí velikáni karpatskej geológie ako Štúr, Pošepný, Stache, Paul, Limanowski, Uhlig, Ferenczi, Vigh, Kulczár, Zoubek, Koutek, Andrusov, Matějka, Turnau-Morawska, Kotański, Borza, Gorek, Mišík a Jablonský.

Bazálny člen súvrstvia – „prvý člen (nad kryštalinikom)" – sa podľa originálneho opisu Fejdiovej (l. c.) skladá z polôh z svetloružového strednozrnného až hrubozrnného kremenca, kremenného a arkózového pieskovca, droby a drobového pieskovca. Autorka (l. c.) na typovej lokalite nezaznamenala výskyt zlepenca, ale iba ojedinelých vtrúsených obliačikov veľkých do 2 cm. Všeobecne sa však v literatúre, hlavne pokiaľ ide o bázu súvrstvia, uvádzali zlepencové polohy prevažne z obliakov kremeňa.

Analýzu zlepencových litoklastov, ale aj smer transportu na základe merania šikmého zvrstvenia a potenciálne zdrojové oblasti najkomplexnejšie podali práce Mišíka a Jablonského (1978, 1999, 2000). Podľa nich boli študované litoklasty najčastejšie veľké 2 až 4, zriedkavejšie 6–8, ojedinele až 12 cm a najväčší mal 30 cm. Autori (l. c.) v zlepenci najčastejšie identifikovali obliaky žilného kremeňa, ďalej turmalinizovaných hornín, grafitických metakvarcitov, lyditov, hematitových metakvarcitov a hematitových jaspisov, kyslých vulkanických hornín (kemitých porfýrov – paleoryolitov, tufitov), limnosilicitov ± trachytov a úlomkov silicifikovaného dreva. Sedimenty spodného triasu považovali za kontinentálne sedimenty otvorenej fluviálnej podhorskej plošiny divočenia siete piesčito-balvanitých, často sa meniacich spájajúcich a rozvetvujúcich korýt, divočiacich riek v semiaridnej oblasti s lokálnym eolitickým vplyvom, pričom zlepencové polohy (reziduálne štrkové pokryvy) sa tvorili zaostávaním fluviálneho toku na dne plytkých úsekov toku. Meranie šikmého zvrstvenia dokumentoval, že sa materiál spodnotriasových kvarcitov transportoval zo S až SZ, a to najpravdepodobne z Českého masívu. Jeho zdrojom boli hlavne granitoidné horniny z väčšej časti pokryté permskými sedimentmi s kyslými vulkanitmi. Pri posudzovaní horninových a areálových zdrojov sa stali rozhodujúcimi najmä dovtedy v eróznom zreze tatrika Západných Karpát neznáme turmalinické a hematitické litoklasty a to bol dôvod pokladať ich za exotiká.

Náš výskum tejto problematiky sa vykonal medzi Hlohovcom a Hrádockou dolinou v rámci mapovania Považského Inovca v mierke 1 25 000 a bol súčasťou prípravy novej základnej geologickej mapy v mierke 1 50 000. Nadviazal na mapovanie mezozoických komplexov prvého autora tejto práce (M H.) v rokoch 1979–1982 (Havrila a Vaškovský, 1983), a pretože sa detailne mapovalo aj kryštalinikum (M. K.), máme dobrý prehľad o priebehu hranice kryštalinika s mezozoikom z obidvoch strán. Kryštalinikum tatrika na tejto hranici vo väčšine prípadov budujú biotitické až dvojsľudné granodiority až granity, v menšej miere biotitické pararuly, čo konštatoval Kamenický (1956). V oblasti na J od Marhátu a Bieleného vrchu sme však identifikovali tmavosivú drobovú rulu, grafitické metakvarcity, lydity a grafitické bridlice s polohami amfibolitov a celý tento komplex hornín sa podľa typického profilu v údolí potoka Hlavinka (Kohút et al., 2005) označil ako hlavinský metamorfovaný vulkanickosedimentárny komplex. V roku 2005 sme v podloží spodnotriasových kvarcitov v oblasti Hrabového vrchu v pozícii *in situ* zdokumentovali aj úplne nový typ hornín, a to hematitické metakvarcity, a v oblasti Prieľačiny v deformovanom „rulovo-amfibolitickom komplexe" aj výrazné sekrečné žily bieleho kremeňa, ako aj turmalinické horniny.

Už pri mapovaní pred viac ako 20 rokmi sa na báze tatrického spodného triasu zdokumentoval nápadný zlepencový horizont v oblasti Havrana, Zlatého vrchu, Kostolného vrchu, Svíbovej, Brezového vrchu, Vresového, Marhátu, Bieleného vrchu a Holého kameňa. Poznatky z neho získal a zúžitkoval aj Mišík a Jablonský (1999, 2000). Tento zlepencový horizont je hrubý 40 cm až 1 m, litoklasty sú najčastejšie veľké 2 až 6 cm, zriedkavejšie 8–12 cm, ojedinele až do 15 cm, väčšinou slabo opracované, miestami až ostrohranné. Najčastejšie sú zastúpené klasty žilného kremeňa, menej je tmavosivých grafitických metakvarcitov, lyditov, drobovej ruly, turmalinických hornín, hematitických kvarcitov, grafitických metapelitov, ale aj fialových vulkanitov – ryolitov, ako aj kaolinizovaných granitoidov. Podľa našich skúseností výskyt týchto druhov bazálneho zlepenca v zasutinovanom teréne dokonale odzrkadľuje povrch predmezozoického podložia v spodnom triase. Predpokladáme, že všetky identifikované horninové typy litoklastov v zlepencoch T_1 v Považskom Inovci majú lokálny charakter (lebo v Považskom Inovci vystupujú v podloží kremencových vrstiev) a ich asociácia ukazuje, že paleoreliéf mal pred sedimentáciou T_1 kvarcitov pomerne pestrý petrografický charakter, skladajúci sa na J od hrádockej línie z karbónskych granitoidov,

ich spodnopaleozoického metamorfného rulového obalu, devónskeho metamorfovaného vulkanickosedimentárneho hlavinského komplexu s hematitovým zrudnením typu *Lahn-Dill* (Kohút a Havrila, toto číslo MS) a na S od hrádockej línie aj z permského sedimentárnovulkanického komplexu. Bazálny zlepencový horizont lúžňanského súvrstvia sa svojím charakterom (zrnitosťou, lokálnym slabo opracovaným materiálom a jeho pestrosťou) veľmi odlišuje od ostatnej časti kremencov, kremenných pieskovcov, arkózových pieskovcov, drôb a drobových pieskovcov, preto ho podľa typických výskytov v tejto oblasti navrhujeme označovať ako *zlepence Zlatého vrchu*.

Už Mišík a Jablonský (1978) sústredili natoľko protichodné poznatky o kremencových vrstvách lúžňanského súvrstvia, že si ťažko predstaviť, aby pochádzali z toho istého sedimentu. Podľa nich (l. c.) mal sediment znaky dlhého aj krátkeho transportu, vplyvu aridnej aj humídnej klímy, terestricko-jazerného aj litorálneho prostredia, sedimentácie v medzihorskej depresii a sedimentácie na úplne peneplenizovanom teréne. Rozporuplnosť uvedených faktov možno pochopiť resp. vysvetliť predpokladom, že sa súvrstvie skladá aspoň z dvoch typov sedimentu. Nález väčšiny hornín zastúpených v zlepencových telesách v ich priamom resp. blízkom podloží umožňuje vysloviť názor o ich miestnom, nie exotickom pôvode. Lúžňanské súvrstvie teda tvoria sedimenty nesúce znaky dlhého transportu (celé súvrstvie okrem jeho bázy) a sedimenty so znakmi krátkeho transportu (horizont zlepencových vrstiev tvoriacich bázu súvrstvia). V prospech takejto interpretácie zlepencových vrstiev hovorí aj ich poloha na báze súvrstvia, nízky stupeň opracovania klastov, ako aj široko rozptýlené transportné smery, ktoré sa na niektorých lokalitách získali meraním šikmého zvrstvenia (Mišík a Jablonský, 2000), aj keď je zrejmé, že tento rozptyl môže mať aj iné príčiny.

Naším súčasným výskumom sme sa usilovali prispieť do poznania bazálneho zlepencového horizontu lúžňanského súvrstvia a zároveň konštatujeme, že sedimentologické a depozičné poznatky Mišíka a Jablonského (1978, 2000) z ostatných častí súvrstvia pokladáme za platné.

Z. NÉMETH, M. RADVANEC, Ľ. HRAŠKO, J. MADARÁS. **Ochtinská zóna z pohľadu nových výsledkov mapovacieho a petrologického výskumu v stykovej zóne veporika a gemerika**

Mapovanie stykovej zóny veporika s gemerikom v mierke 1 10 000 v segmente od Rejdovej po Kalinovo opierajúce sa o výsledky geofyzikálneho a geochemického profilovania v rámci projektu 2898 Hodnotenie geologickosurovinového potenciálu Slovenské rudohorie–západ a možnosti jeho využitia pre rozvoj regiónu (2000–2005) prinieslo niektoré nové poznatky. Námety na interpretáciu zohľadňujú aj nasledujúce výsledky štruktúrneho, mikroštruktúrneho a petrologického výskumu a štúdia fluidných inklúzií.

1. *Problematika bázy vrchnokarbónsko-permských obalových súvrství južného veporika*

Primárnym obalom kryštalinických komplexov veporika v zóne Rejdová – Slavošovce – Lubeník je pôvodný vrchnopaleozoický zvetraninový plášť z vrstiev arkózovitého pieskovca, arkóz až arkózovitého zlepenca s lokálnymi preplástkami čiernych a zelených bridlíc na báze. Tento horninový súbor plynule prechádza do horizontu kvarcitov. V jeho tektonickom nadloží sú vrstvy sivého pieskovca a čiernych bridlíc (slatvinské súvrstvie). Jeho vyšším stratigrafickým členom je horizont sivozelených prachovcových až piesčitých bridlíc plynule prechádzajúci do horizontu arkóz až arkózovitých zlepencov rimavského súvrstvia (kilhovský typ) a kvarcitov (föderatský typ). Klasická stratigrafia slatvinského (stefan) a rimavského (perm) súvrstvia sa takto rozširuje o primárny zvetraninový plášť na báze slatvinského súvrstvia. V tektonicky exponovaných úsekoch pri Rejdovej sa už skôr zistilo až trojnásobné tektonické opakovanie opísaných vyšších členov obalu, pričom prešmykové plochy sprevádzané mylonitizáciou boli primárne lokalizované do reologicky mäkkého horizontu čiernych bridlíc.

2. *Možná existencia spoločnej domovskej oblasti ochtinskej skupiny a vrchnokarbónsko-permských obalových sledov južného veporika*

Nové zistenia evokujú diskusiu o možnosti zaradiť ochtinskú skupinu na bázu obalových sledov južného veporika, a to napriek jej recentnému výstupu v pozícii dosunutej na rimavské súvrstvie resp. až na kvarcity föderatskej skupiny.

(a) Súčasťou litologickej náplne ochtinskej skupiny vo vrchných častiach litostratigrafickej kolónky je niekoľko horizontov arkózovitých pieskovcov až arkóz. Horizont hruboklastických arkózovitých sedimentov sa zistil aj v asociácii s magnezitovým ložiskom na SV od Poproča.

(b) Hrádockú líniu medzi spodným paleozoikom gemerika a ochtinskou zónou od S lemuje horizont vrstiev oligomiktného zlepenca hámorského súvrstvia a arkózovitého pieskovca až arkózy. Horizont týchto hornín reprezentoval prvú reologicky pevnú kompetentnú plochu zo strany ochtinskej zóny, na ktorú sa severovergentne dosunuli spodnopaleozoické horniny príkrovu gemerika (lebo mäkké plastické čiernobridličnaté preplástky oddeľujúce kompetentné vrstvy boli pri násune tektonicky odstránené). Toto zistenie evokuje vekovú koreláciu siliciklastického horizontu v priamom podloží násunu spodného paleozoika gemerika (hámorské súvrstvie plus arkózy a arkózovité pieskovce) s rimavským súvrstvím. Podporuje to aj prítomnosť sivozelených bridlíc slatvinského typu medzi týmto horizontom živcovo-kremenných metaklastických sedimentov a ochtinskou skupinou s. s. v oblasti Kadluba, ktoré navyše lokálne vykazujú aj sekundárnu biotitizáciu. V zóne Lubeník – Turčok – Sirk – Ploské je pruh siliciklastík arkózovitého charakteru priebežný zo severnej strany hrádockej línie a na obidvoch laterálnych koncoch (na J od Lubeníka a na S od Ploského) plynule prechádza do zlepencových vrstiev hámorského súvrstvia. Z južnej strany tohto pruhu (a hrádockej línie) sú známe výskyty mylonitov turčockého granitu v oblasti kóty Štyri chotáre, Suchej doliny, južného okraja obce Turčok a na V od Sirku, ktoré navzájom oddeľuje spodnopaleozoická fylitická litológia.

3. *Pozícia ultramafických hornín v gemeriku v oblasti Brezničká – Kalinovo*

Petrologický a štruktúrny výskum ultramafických hornín z oblasti kóty Boríček medzi Kalinovom a Brezničkou redefinoval tento výskyt ako alochtónne teleso exhumovaného peridotitu, ktorého súčasnú pozíciu uprostred ochtinskej skupiny dotvorilo alpínske deformačné štádium AD_3.

4. *Existencia spoločného evaporitového bazéna v juhoveporickej a ochtinskej zóne*

Výsledky skorších analýz fluidných inklúzií iónovou chromatografiou (v rámci projektu UNESCO/IUGS IGCP 443 Magnesite and talc) vo vrstvách magnezitu ochtinskej skupiny, ale aj sineckej zóny veporika potvrdili magnezitizáciu vápenca fluidami rovnakého zloženia (Cl/Br = 47-206, Na/Br = 27-133). To dokumentuje existenciu spoločného evaporitového bazéna v juhoveporickej aj ochtinskej zóne v najvrchnejšom perme a na hranici permu so spodným triasom.

M. OLŠAVSKÝ. **Faciálne asociácie a stavba malužinského súvrstvia (perm, hronikum)**

Stavba malužinského súvrstvia sa chápe komplexne a jeho rozdelenie na tri megacykly (Vozárová a Vozár, 1981, 1988, 1997) vychádza z lokalizácie hrubozrnných horizontov reprezentujúcich bázy megacyklov (dolina Ipoltice). Takýto obraz sa interpretuje v mape mierky 1 50 000 (Biely et al., 1992). Detailnejšia podoba súvrstvia je na mape Nízkych Tatier a Kozích chrbtov Badára a Novotného

(1970) z Uránového prieskumu a na jej neskôr kompletne revidovanej verzii (Novotný a Tulis, 1998) v mierke 1 25 000. Autori týchto máp sa stotožňujú s tromi veľkými cyklami a súvrstvie rozdelili na čiastkové neformálne litostratigrafické jednotky – vrstvy.

Pokusne utvorená litofaciálna mapa malužinského súvrstvia zo sv časti Nízkych Tatier (Olšavský, 2000) sa v litológii pomerne dobre zhoduje s už spomenutou mapou v mierke 1 25 000. Zhodu ešte väčšmi podporilo videnie stavby súvrstvia cez prizmu faciálnych asociácií fluviálnych sekvencií (napr Nakayama a Ulak, 1999; Catuneanu a Elango, 2001). Všeobecne možno konštatovať, že vrstvy tak. ako ich predstavil Novotný a Tulis (1998), sa podozrivo zhodujú s tým, čo sa označuje ako faciálna asociácia, a teda súbor priestorovo a geneticky príbuzných fácií sedimentárnej postupnosti.

Bližšie štúdium územia medzi dolinou Čierneho Váhu a Vernárskeho potoka umožnilo vo vertikálnom smere z hľadiska hrúbky pozorovať šesť v nerovnakom pomere zastúpených faciálnych asociácií, z ktorých každá má isté prvky – znaky typické iba pre ňu, aké sa v profile už neopakujú. V zásade možno sledovať cyklicky usporiadané hruboklastické horizonty v bazálnych častiach, ktoré textúrou a sedimentologickými znakmi naznačujú prevažne fluviálny depozičný systém. Vrchné časti sú vždy jemnozrnnejšie, prejavujúce skôr afinitu k lakustrinnému vývoju. Keďže ide o cyklickú stavbu so zjemňovaním nahor, združením takýchto dvoch faciálnych asociácií vzniká depozičná sekvencia 3. radu alebo megacyklus. Prvé štyri faciálne asociácie v sledovanom území zodpovedajú dvom megacyklom, piata, prerušená druhou mohutnejšou vulkanickou fázou, má prevahu jemnozrnnejšieho materiálu. 6. (posledná) faciálna asociácia, vyvinutá v nadloží vulkanického komplexu, má zmiešaný typ sedimentácie. Či sa tieto fluviálno-lakustrinné sekvencie označia ako megacykly alebo sekvencie 3. radu, hemožno očakávať, že takáto stavba je v celom priestore výskytu súvrstvia (napr Malužiná). Z mapy v mierke 1 50 000 zo sv. svahov Nízkych Tatier možno vidieť, že súvrstvie smerom na V stráca hrúbku a v pokračovaní na JZ (Horehronie) je to už evidentné. Vysvetľuje sa to tektonickou redukciou a chýbaním strednej alebo vrchnej časti súvrstvia. Na základe pozorovania v teréne môžeme potvrdiť spodný perm v normálnom nadloží vrchnokarbónskeho nižnobocianskeho súvrstvia, ako aj najvrchnejšiu časť malužinského súvrstvia s typickými vulkanickými členmi zodpovedajúcimi tretiemu megacyklu (Podbrezová, Šalková).

Regionálne rozšírenie troch hruboklastických horizontov, ktoré reprezentujú bázy troch megacyklov, je plošne obmedzené, viaže sa na maximálnu hrúbku súvrstvia, a preto cykly nemožno násilne implikovať do všetkých západokarpatských výskytov. Treba pripomenúť, že v Nízkych Tatrách je aj štvrtý hruboklastický horizont, a to v najvrchnejšej, 6. faciálnej asociácii (na V od nádrže Čierny Váh), ktorý má omnoho hrubozrnnejší a pestrejší materiál ako napr 1. faciálna asociácia. Je prirodzenejšie, že laterálny vývoj fluviálnych sekvencií varíruje. Azda jediným korelačným horizontom je vrchná časť 4. faciálnej asociácie (kravianske vrstvy), ktorá obsahuje relikty zuhoľnateného rastlinného detritu. Aj keď veľmi sporadicky, predsa len tento horizont možno registrovať až po Horehronie (Šalková). Novšie poznatky o faciálnych asociáciách azda získame pri podrobnom geologickom mapovaní výskytov malužinského súvrstvia z Malých Karpát v rámci projektu *Geologická mapa regiónu Malé Karpaty v mierke 1 : 50 000.*

M. HAVRILA, D. PLAŠIENKA: **Časové relácie umiestňovania príkrovov hronika**

Od zistenia triasového veku a príkrovového pôvodu chočského dolomitu zažila hierarchizácia a terminológia „stredného" a „vrchného" subtatranského príkrovu jadrových pohorí Západných Karpát množstvo zmien vyplývajúcich jednak z rastúceho stupňa poznania a jednak z rozličného prístupu autorov k problematike. V súčasnosti sa všetky príkrovové jednotky ležiace nad fatrikom a/alebo severným veporikom (s výnimkou drienockého príkrovu) pokladajú za súčasť jednej jednotky vyššieho radu – hronika. Súčasťou hronika je aj ipoltická skupina ako rigidný podstavec najmä tyla sčasti odlepenej sústavy príkrovov derivovaných z karbonátových komplexov strednotriasových až vrchnotriasových karbonátových platforiem a vnútrošelfových paniev s podradným zachovaním jursko-spodnokriedových súvrství. Geometria násunových štruktúr hronika – duplexov a „koníkov" – poukazuje na generálny smer nasúvania na S–SZ. Čiastkové príkrovy hronika sa členia predovšetkým podľa litostratigrafickej horninovej náplne, pričom vzájomná superpozícia jednotiek derivovaných z vnútrošelfových paniev, priplatformových svahov a z karbonátových platforiem vykresľuje ich pôvodnú palinspastickú pozíciu. Tak sa v externých jadrových pohoriach vyčleňujú najexternejšie čiastkové príkrovy, a to dobrovodský a Homôľky, ktoré reprezentujú dobrovodský panvový priestor, ďalej veterlínsky príkrov a príkrov Ostrej Malenice, derivované z južného svahu dobrovodskej panvy, a systém „vyšších subtatranských" čiastkových príkrovov (havranický, jablonický, nedzovský, tematínsky, strážovský), ktoré sú pravdepodobne len neogénnou extenziou a eróziou rozčlenené súčasti jednotného rozsiahleho telesa považského príkrovu odvodeného z mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny Vyššiu čiastkovú štruktúru pochádzajúcu z tejto plošiny tvorí príkrov Tlstej vo Veľkej Fatre. Prechodný svah voči južnejšej, bielovážskej, panve zastupuje príkrovy Malého a Veľkého Šturca so zmiešanými fáciami. Zo samotnej bielovážskej panvy sa derivoval chočský a svarínsky príkrov a viac čiastkových príkrovov na Horehroní. Južnú, čiernovážsku karbonátovú platformu zastupuje malužinský a bociansky príkrov severných svahov Nízkych Tatier

Hoci obraz vnútornej stavby hronika už dostáva jasnejšie kontúry, viac problémov v sukcesívnom i absolútnom datovaní umiestňovania hronických príkrovov zostáva otvorených. Na základe litostratigrafických kritérií sa ich presun oddávna pokladal za „predgosauský" (počas „mediterannej" fázy vrásnenia) na základe jednoduchej aplikácie toho, že najmladšie sedimenty podložného fatrika sú strednokriedového (cenomanského) veku a najstaršie sedimenty „popríkrovovej" gosauskej skupiny senónskeho (koňackého) veku. Podľa toho by finálne umiestnenie príkrovov hronika spadalo približne do turónu. Pri podrobnejšej aplikácii litostratigrafického kritéria a akceptovaní generálne sz. vergencie nasúvania možno dospieť aj k podrobnejšiemu časovaniu štruktúrovania a umiestňovania (chápaných ako bezprostredne na seba nadväzujúcich procesov) hronických príkrovov (ich spodnej možnej hranice). Samotné hronické príkrovy sa štruktúrovali v spodnej kriede a podľa jestvujúceho záznamu sa mohli štruktúrovať už v intervale od titónu po spodný barém. V severnom veporiku (veľkobocká jednotka) sa potom hronikum mohlo umiestniť po spodnom albe, v hlavnej časti krížňanskej (zliechovskej) panvy vo vrchnom albe a cenomane, do nadložia internejšej časti tatrika po spodnom turóne (spoločne s krížňanským príkrovom), na severnej hrane tatrika (belická jednotka Považského Inovca) dokonca až po kampáne a v podloží viedenskej panvy možno až po mástrichte (Kysela et al., 1983; Bujnovský et al., 1992 – vrt Studienka 83). Vo väčšine jadrových pohorí je vrchnou hranicou spodný eocén (podtatranská skupina), ale v Brezovských Karpatoch (považský príkrov) už koňak (brezovská skupina). Na severnom okraji tatrika teda pri akceptovaní predchádzajúceho datovania udalostí nastal v senóne časový prekryv, ktorý by sa dal riešiť koncepciou brezovskej panvy „nesenej" na chrbte hronických jednotiek. Najmladšie sedimenty, predchádzajúce štruktúrovaniu a umiestňovaniu hronika, pritom väčšinou majú charakter synorogénnych flyšových formácií, ktoré sa mohli usadzovať v perifernej flexúrnej panve migrujúcej v predpolí presúvaných príkrovov na S. Určité „skoky" v zázname možno vysvetliť pohltením príslušných zón (hranica hronikum/veporikum, veporikum/fatrikum, fatrikum/tatrikum, severná hrana tatrika).

Evolučná tektonická predstava založená na litostratigrafických kritériách je relatívne konzistentná a aj logická ale postavená na premise ktorú treba nevyhnutne overiť aj podľa štruktúrnych kritérií a odpovedať na otázku či je vek skončenia sedimentácie naozaj aj vekom štruktúrovania a či je vek štrukturovania identický s vekom finálneho umiestňovania príkrovových jednotiek

Na prvú časť otázky možno ešte odpovedať kladne no s dvomi výhradami Sedimentárny stratigrafický záznam je málokedy úplný a posledné zaznamenané sedimenty nemusia vždy indikovať skutočný koniec sedimentácie a koncepcia *foreland flexural basin* synorogénnych sedimentov predpolia orogénu vyžaduje skôr nasúvanie hrubokôrových príkrovov fundamentu, lebo hmotnosť tenkých pripovrchových príkrovov typu hronika nie je pre takéto procesy dostatočná.

Odpoveď na druhú časť otázky je záporná. V oblastiach so zachovaným pôvodným násunovým stykom hronických príkrovov s podložím možno dokumentovať, že na ich báze je stále výrazná štruktúrna a miestami aj slabá metamorfná diskordancia a tá pre hronikum napr v oblasti veľkobockej jednotky predstavuje absenciu troch penetračných deformačných štádií zaznamenaných v podložných veporických komplexoch a chýbanie 5–10 km hrubého horninového stĺpca odstráneného zrejme eróziou ešte pred jeho umiestnením. Aj v severnejších oblastiach je umiestnenie hronických jednotiek tretím až štvrtým oblastným deformačným štádiom, nie prvým, ako by si to vyžadoval model založený len na stratigrafických kritériách. Príkrovy hronika iba zriedka ležia priamo na najmladších sedimentoch podložného fatrika. Bazálnu násunovú plochu, pokiaľ sa zachovala v pôvodnej forme. zvyčajne sprevádzajú karbonatické kataklazity (rauvaky) s indíciami fluidného pretlaku. Kataklazity obsahujú len materiál bázy príkrovu, nikdy nie podložia. To indikuje veľmi nízke trenie na báze príkrovu a z toho vyplýva nepravdepodobnosť vytvárania vnútorných duplexov, imbrikácií a čiastkových príkrovov hronika priamo pri jeho konečnom umiestňovaní. Hronikum teda predstavuje autonómny tektonický systém a z tohto pohľadu sa aj jeho finálne umiestnenie javí ako relatívne krátkodobá udalosť bez priameho vzťahu k štruktúrovaniu podložných jednotiek, ako aj k štruktúrovaniu samotných hronických príkrovov (v takomto prípade teda ani geometria vnútrohronických násunových štruktúr nemusí odrážať smer finálneho transportu).

Na základe uvedených faktov a predpokladov môžno načrtnúť takýto alternatívny model tektonickej evolúcie hronika a jeho predpolia.

1. skrátenie substrátu hronickej domény, odlepenie jej sedimentárnej výplne a vytvorenie prvotnej vrásovonásunovej stavby s čiastkovými príkrovmi a duplexmi – teda štruktúrovanie hronika (spodná krieda, najpravdepodobnejšie barém – apt), pričom tieto príkrovy zostali vo svojej domovskej oblasti, 2. štruktúrovanie severného veporika (Veľký bok) a južného fatrika, vytvorenie flexúrnej porubskej panvy (spodný alb), 3. postupné odliepanie a štruktúrovanie výplne krížňanskej (zliechovskej) panvy fatrika (vrchný alb – cenoman), 4. štruktúrovanie južnejších zón tatrika (turón), 5. násunové umiestnenie krížňanského príkrovu na južné tatrikum (vrchný turón), 6. finálne umiestnenie krížňanského príkrovu na severnejšie tatrikum (vrchný turón), 7 konečné umiestnenie hronických príkrovov (vrchný turón – spodný senón?), 8. štruktúrovanie severného okraja tatrika s už umiestnenými príkrovmi fatrika a hronika v nadloží (vrchný senón).

Takýto model má, prirodzene, veľa medzier a viac otázok otvára, ako ich zodpovedá, ale je v súlade s dostupným sedimentárnym a štruktúrnym záznamom a zachováva polaritu hlbinných procesov kontrolovaných kolíznymi platňovými pohybmi, ktorú však pripovrchové alochtónne jednotky rešpektujú iba sčasti. Hlavným nedostatkom tohto modelu je, že nedáva odpoveď na otázku, kde vlastne bola domovská oblasť hronika a čo sa v nej dialo v období medzi štruktúrovaním a potom finálnym umiestnením príkrovových jednotiek, ktoré z nej pochádzajú, pretože táto časová medzera predstavuje nezanedbateľných zhruba 30 Ma.

J HÓK **Interpretácia priebehu pohorelskej línie v predterciérnom podloží stredoslovenských neovulkanitov**

Pohorelská línia je významný tektonicky fenomén stavby Vnútorných Západnych Karpát. Zoubek (1957) ju v rámci tektonického delenia veporid definoval ako tektonickú líniu oddeľujúcu kraklovské a kralovoholské pásmo a pokladal ju za topografický priemet strmého severovergentného násunu kráľovoholského pásma na kraklovské Klinec (1966) ju v rámci príkrovovej stavby kryštalinika veporid chápal ako mladší t j popríkrovový zlom a neskôr (Klinec, 1971) za súčasť tzv rimavskej poruchy reprezentujúcu plochu nasunutia kráľovoholského komplexu na hronsky Podobné stanovisko k nej zaujal aj Kríst a Siegel (1971). Povahou tektonického postihu a deformačnou analýzou priebehu pohorelskej línie sa zaoberal Hók a Hraško (1990) a Madarás (1994).

Nový prístup k tektonickému významu pohorelskej línie sa objavil po definovaní hlavných faciálnych a litostratigrafických rozdielov medzi vrchnopaleozoickými a mezozoickými sedimentárnymi obalmi na S a J od tejto línie (Vozárová a Vozár, 1988, Andrusov, Bystrický a Fusán, 1973), čo napokon viedlo k rozdeleniu veporika na severné a južné (Andrusov a Samuel, 1983; Biely et al., 1996; Bezák et al., 2004).

Rozdiely v delení veporika na severné a južné vyplývajú z odlišného stratigrafického rozsahu mladšieho paleozoika (vrchný karbón – spodný perm) v obale južného veporika, a to na rozdiel od permského veku obalových klastík v severnom veporiku. V mezozoických obalových sekvenciách rozdiely diktuje odlišná faciálna skladba horninových komplexov. V severnej časti (v severnom veporiku) obalové mezozoikum tvorí veľkobocká jednotka v rozsahu spodný trias až alb, ktorá je faciálnym charakterom veľmi blízka zliechovskej faciálnej sekvencii fatrika. V južnom veporiku obalovú sukcesiu reprezentuje predovšetkým föderatská skupina v stratigrafickom rozsahu spodný až vrchný trias, pre ktorú je – na rozdiel od veľkobockej jednotky – charakteristické chýbanie fácie karpatského keuperu a prítomnosť tmavých rohovcových vápencov s tmavými bridlicami a pieskovcami v karne (Straka, 1981).

Okrem spomenutých rozdielov v litostratigrafii obalových horninových komplexov pohorelská línia limituje rozšírenie tektonických jednotiek gemerika, meliatika, turnaika, (vernárika) a silicika na J od tektonických jednotiek fatrika a hronika na S od pohorelskej línie. Takáto konfigurácia jednotiek nastoľuje otázku, či severné a južné veporikum patria do jednej tektonickej jednotky (Putiš, 1991, Biely et al., 1996).

Priebeh pohorelskej línie je dobre sledovateľný od východných svahov Kráľovej hole a širšej oblasti Vernára na SV (Madarás a Ivanička, 2001) až po jej ponorenie pod neovulkanické komplexy Poľany na JZ (Maheľ et al., 1964). Jej pokračovanie pod stredoslovenskými neovulkanitmi, ako ani tektonická príslušnosť pliešovského ostrova (Maheľ et al., 1967) nie sú doteraz uspokojivo vyriešené.

V pliešovskom ostrove viac vrtov zastihlo predterciérne podložie v zakrytom pokračovaní pliešovskej elevačnej štruktúry. Vrt KJ-25 na SZ od Sásy v intervale 413–461,0 m prevŕtal tmavý bridličnatý kalový vápenec s polohami hnedých až čiernych bridlíc a hnedých silicitov, z ktorých sa získala zle zachovaná fauna konodontov. Straka (in Konečný et al., 1985) opísal jedinca *Gondolella* cf. *polygnathiformis* Budurov – Stefanov, ktorý poukazuje na karnský vek týchto hornín. Spolu s litologickým charakterom hornín, ktoré v tejto oblasti zastihol vrt KJ-25, ako aj ďalšie vrty série KJ, možno horninovú sukcesiu pliešovského ostrova korelovať s föderatskou skupinou južného veporika (c. f. Konečný et al., 1998b). Tento fakt, ale hlavne stratigrafické zaradenie súboru vrstiev tmavého vápenca a bridlice do vrchného triasu – karnu nás vedie aj k prehodnoteniu tektonického zaradenia hornín vo vrte GK-8 (Ostrá Lúka). V ňom sa v intervale 1678,8–1955,6 m zistil čierny jemnokryštalický celistvý vápenec s preplástkami ílovitých a piesčitých bridlíc, čierny vápenec a dolomit s hľuzami čiernych rohovcov (Karolus

et al., 1974). V nadloží tohto komplexu sa navŕtal dolomit a v podloží postupne polohy dolomitu, vápenca, pestrej piesčitej bridlice, kremenca, sadrovca a arkózy. Litologický opis vrtu zodpovedá litostratigrafickému opisu föderatskej skupiny. Litologicky podobný horninový súbor sa identifikoval aj vrtmi série KOV (33, 39, 40, 41, 42, Štiavnické Bane) na jz. okraji Banskej Štiavnice a série VŠ (5, 8, Banská Štiavnica, cf. Biela, 1978). Naopak vo vrte UB-1 (Uhlisková) a HDŠ-4 (Kopanice-Banište) vystupuje litologicky kontrastný súbor hornín patriaci paleozoiku hronika, pričom vo vrte UB-1 sa v jeho podloží zachytila horninová sekvencia patriaca do karpatského keuperu (Biela, 1978), t. j. nekorelovateľná s južným veporikom. Táto sekvencia najpravdepodobnejšie patrí veľkobockej jednotke, ktorá je známa aj z povrchových výskytov v oblasti hodrušsko-štiavnického hrastu (Havrila in Konečný et al., 1998a). Pokračovanie pohorelskej línie preto treba situovať severnejšie od vrtu GK-8 (Ostrá Lúka), kde má generálne priebeh smeru V–Z. V širšej oblasti južnej časti Banskej Štiavnice sa stáča do smeru SV–JZ (medzi vrtmi série KOV, UB-1 a HDŠ-4) a zrejme sčasti koinciduje s terciérnymi zlomami, ktoré na JV ohraničujú hodrušsko-štiavnický hrast. Línia sa od Banskej Štiavnice asi stáča prudko na J. Jej pokračovanie je sčasti identifikovateľné medzi východným okrajom výskytov paleozoika a mezozoika hronika v oblasti levických ostrovov (Havrila, Vozár a Nagy in Nagy et al., 1998) a vrtom GK-10 (Ladzany), v ktorom sa zastihli horninové sekvencie korelovateľné so silicikom, ale aj s föderatskou skupinou (Biela, 1978). Interpretácia južnejším smerom je čisto hypotetická, pretože napriek údajom z vrtov (vrt VŠ-8) a z povrchových výskytov (Plášťovce) niet dostatok informácií o tektonickej povahe predterciérneho podložia.

Literatúra

ANDRUSOV, D. & SAMUEL, O. (ed.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1. *Bratislava, GÚDŠ, 440.*

ANDRUSOV, D., BYSTRICKÝ, J. & FUSÁN, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians – Guide-book for Geol. Excur. 10th Congr. of CBGA. *Bratislava, GÚDŠ, 1–44.*

BEZÁK, V. (ed.), 2004. Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. MŽP Slovenskej republiky. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

BIELA, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Region. Geol. Západ. Karpát, 11.*

BIELY, A. (ed.), 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. *Vyd. D. Štúra, Bratislava, 77.*

HÓK, J. & HRAŠKO, Ľ., 1990: Deformačná analýza pohorelskej línie. *Mineralia Slov., 22, 69–80.*

KAROLUS, K., KAROLUSOVÁ, E., HOJSTRIČOVÁ, V., GABČO, R., GROSS, P., VÁŇOVÁ, M., POLÁK, M. & ŠKVARKA, Ľ., 1974: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-8 Ostrá Lúka v Pliešovskej kotline. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

KLINEC, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 6, 7–28.*

KONEČNÝ, V., MIHÁLIKOVÁ, A., DOVINA, V., ŠTOHL, J., MARŠINA, K., STANKOVIČ, J., PLANDEROVÁ, E., PANÁČEK, A., ŠEFARA, J. & STRAKA, P., 1985: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 Krupina (36-342). *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

KONEČNÝ, V. (ed.), 1998a: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR, 248.*

KONEČNÝ, V. (ed.), 1998b. Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR, 249–304.*

KRIST, E. & SIEGL, K., 1971: Geologicko-tektonické pomery JZ časti kraklovského a kráľovohoľského kryštalinika veporid. *Acta geol. geogr., Geol., 21, 45–46.*

MADARÁS, J., PUTIŠ, M. & DUBÍK, B., 1994: Štruktúrna charakteristika stredného úseku pohorelskej línie. *Mineralia Slov., 26, 177–191.*

MAHEĽ, M. (ed.), 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M–34–XXVI Banská Bystrica. *Bratislava, ÚÚG, 269.*

MAHEĽ, M. (ed.), 1967: Regionální geologie ČSSR. II. 1. *ÚÚG, Praha, Academia, 495.*

NAGY, A. (ed.), 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny východná časť 1 : 50 000. *Bratislava, GSSR, 187.*

PUTIŠ, M., 1991: Tectonic styles and Late Variscan - Alpine evolution of the Tatric-Veporic crystalline basement in the Western Carpathians. *Zbl. Geol. Paläont., 1, 181–204.*

STRAKA, P., 1981: O veku série föderata. *Manuskript - archív Geofond Bratislava.*

VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. *Bratislava, GUDS, 314.*

ZOUBEK, V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. *Geol. Prace, Zos., 46, 38–43.*

J. SCHLÖGL, †M. RAKÚS: Nové *Ammonitida* zo strednej jury czorsztynskej jednotky pieninského bradlového pásma

Detailný výskum strednej a vrchnej jury czorsztynskej jednotky prebiehajúci v posledných desiatich rokoch priniesol aj opis viacerých nových taxónov, najmä nového rodu *Benatinites* a jeho dvoch podrodov – *Benatinites* a *Lugariceras*, a to na základe veľmi bohatého materiálu z lokality Beňatina, Vršatec a Dolný mlyn, interpretovaných ako dimorfný pár (Schlögl et al., in press A). Tento veľmi variabilný taxón je stratigraficky obmedzený na spodný bat zóny Zigzagiceras zigzag a obsahuje druh *Benatinites (B.) schlageri* (KRYSTYN), *Benatinites (B.) hoki* SCHLOGL et al. a *Benatinites (Lugariceras) lugarensis* SCHLÖGL et al. Tieto druhy sú paleobiogeograficky rozšírené od severného Maroka cez Betickú kordilleru, severné Vápencové Alpy, pieninské bradlové pásmo až na Kaukaz.

Ďalším novým taxónom je *Lytoceras joniaki* SCHLOGL et al., *Cadomites (Polyplectites) minutus* SCHLOGL et al. a *Lissoceras compressus* Schlögl et al. Všetky pochádzajú zo spodného batu (Schlögl et al., in press B), prvý zo zóny Zigzagiceras zigzag z lokality Vršatec a Beňatina, druhý, väčšieho stratigrafického rozsahu, zo zóny Zigzagiceras zigzag a Procerites (Siemiradzkia) aurigerus (z lokality Dolný mlyn a Vršatec) a tretí z kondenzovanej vrstvy s amonitmi indikujúcimi vrchnú časť zóny Zigzagiceras zigzag, ako aj zónu Procerites (Siemiradzkia) aurigerus (lokalita Vršatec).

Literatúra

SCHLOGL, J., ELMI, S., RAKÚS, M., MANGOLD, C. & OUAHHABI, M., in press A: Specialization and iterative evolution of some Western Tethyan Bathonian ammonites *[Benatinites (B.) nov., (B.) Lugariceras nov.* and *Hemigarantia]*. *Geobios.*

SCHLOGL, J., RAKÚS, M., MANGOLD, C. & ELMI, S., in press B: Bajocian – Bathonian ammonite fauna of the Czorsztyn Unit. Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia); its biostratigraphical and palaeobiogeographical significance. *Acta geol. polon.*

†M. RAKÚS, D. BOORCVÁ, J. HÓK: Nález vrchnokriedového vápenca v severnej časti Považského Inovca

V severnej časti Považského Inovca sa vyskytuje vrchnokriedový horninový súbor sedimentov (turón – mástricht) tektonicky prekrytý horninami kryštalinika, ktorý Plašienka et al. (1994) pomenovali belická sukcesia. Rakús (in Ivanička et al., 2005) belickú sukcesiu redefinoval na hornobelickú skupinu. Jej súčasťou sú fragmenty (olistolity) pravdepodobne pôvodného sedimentárneho pokryvu kryštalinika označované ako humienecká sukcesia (Plašienka et al., 1994). Osobitným a doteraz neznámym členom olistostrómy (humieneckej sukcesie) sú telesá svetlosivého kalového vápenca. Na severnom svahu Humienca sa vyskytujú malé (do 0,5 m^3) bloky svetlosivého, dynamometamorfne prepracovaného kalového vápenca bez rohovcov a litoklastov svorov. Tieto vápencové bloky sa pôvodne pokladali za vrchnojurské – spodnokriedové, ale mikrofaciálna analýza ukázala, že ide o foraminiferový biomikrosparit (*wackestone*). Základná (pôvodne mikritová) hmota, ako aj alochémy sú rekryštalizované. Z hľadiska vekového zaradenia sedimentu je určujúci výskyt rekryštalizovaných

planktonických foraminifer identifikovala sa *Globotruncana* cf *linneiana* (D'Orbigny) *Globotruncana* cf *arca* (Cushman) *Globotruncana ventricosa* White *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez) *Globotruncanita subspinosa* (Pessagno) *Falsomarginotruncana* cf *desioi* (Gandolfi) *Hedbergella* sp. *Heterohelix* sp. Asociácia foraminifer poukazuje na stredný kampán až spodnú časť vrchného kampánu.

Biogény reprezentujú aj prizmy inoceramov. Zastupeny je bližšie neurčený rekryštalizovaný detrit. Novotvary zastupuje autigénny kremeň.

Literatúra

Ivanicka, J., Olsavsky, M., Hók, J., Bezák, V., Polák, M., Rakús, M., Havrila, M., Pristaš, J., Elečko, M., Kováčik, M., Demko, R., Šimon, L., Konečný, P., Boorová, D. & Vaněková, H., 2005: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-142 Beckov (časť) a 35-231 Trenčianska Turná (časť). *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 133.*

Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. & Uher, P., 1994. Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. *Mineralia Slov., 26, 311–344.*

Š. JÓZSA, R. AUBRECHT: **Nižnianska jednotka bradlového pásma – nový pohľad na jej stratigrafiu a paleogeografickú pozíciu**

Nižniansku jednotku vyčlenil Scheibner (1967) ako osobitný vývoj kysuckej jednotky odlišujúci sa plytkovodnejším vývojom v baréme až apte a skorým, albským nástupom exotického flyša.

V práci sme sa zamerali na spresnenie stratigrafie tejto jednotky. Okrem nových profilov známych z literatúry – Medvedzie (N 49°19'50.6", E 19°32'24.0"), Krásna Hôrka (N 49°19'40.8", E 19°32'11.9"), Zemianska Dedina (2 profily: N 49°19'31.0", E 19°31'56.7" a N 49°19'31.6", E 19°31'59.8"), Ostražica (N 49°18'57.4", E 19°31'20.4"), Ostrý vrch (N 49°16.521', E 19°26.455') a Vysoký grúň (N 49°17'17.9", E 19°27'41.4") – sa našiel aj nový, ale kľúčový profil pri Dlhej nad Oravou (N 49°16'10.6", E 19°26'12.3").

Všetky profily majú silne redukovanú hrúbku titónsko-neokómskych kalpionelových vápencov v podloží nižnianskeho vápenca (organodetritický vápenec urgónskeho typu). Na mnohých profiloch úplne chýbajú (nižniansky vápenec často nasadá priamo na rádiolarity malmu) a kde sa zachovali, nie sú hrubé viac než 5 m. Najmladšie kalpionelové zóny nájdené v týchto druhoch vápenca nikdy nie sú mladšie ako beriaské (okrem lokality Vysoký grúň, kde je pomerne kompletný profil, no s nižnianskym vápencom len vo forme tenkých distálnych alodapických polôh). Novonájdený odkryv pri Dlhej nad Oravou pomohol tento problém objasniť. Na lokalite v prevrátenej pozícii vystupuje brekcia až megabrekcia s klastmi rádiolaritov, červeného kimeridžského pseudohľuznatého vápenca a rohovcového kalpionelového vápenca. Matrixom brekcie je organodetritický nižniansky vápenec. Lokalita poukazuje na to, že sa v baréme až apte v oblasti nižnianskej jednotky vynorili a erodovali staršie sedimenty. Táto udalosť bola súveká s vynorením czorsztynského chrbta (Aubrecht et al., 2002). Brekciu, ktorú sme napokon identifikovali na väčšine lokalít, nazvali tvrdošínskou a je v podstate bazálnym členom nižnianskeho vápenca (ten má štatút súvrstvia).

Na základe štúdia pomerne uceleného profilu na lokalite Vysoký grúň sa nám podarilo vyvrátiť názor o albskom veku exotického flyša v nadloží nižnianskeho vápenca. Na väčšine lokalít ide len o druhotný, tektonický kontakt. Na lokalite Ostrý vrch a Vysoký grúň vystupujú asi 10 m hrubé vrchnoaptské až cenomanské pelagity (červené sliene a tmavé rádiolarity – tisalské a lalinocké vrstvy) a až nad nimi leží flyš s exotikami. Na rozdiel od Scheibnera (1967) sme zistili, že litostratigrafický sled nižnianskej jednotky sa od kysuckej jednotky odlišuje len v baréme a apte.

Vynorenie a erózia ktorá zasiahla nižniansku jednotku, podľa všetkého svedčia o tom, že vynorenie czorsztynského chrbta v tomto období bolo zrejme ovela väčšie ako sa pôvodne predpokladalo.

Literatúra

Aubrecht, R., Sýkora, M., Krobicki, M. & Schlögl, J., 2002: Problem of the Barremian-Aptian hiatus in the Czorsztyn Unit resolved (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). *3rd ESSE WECA conference, Bratislava, 5-7 June 2002, Abstract Book, 75–77.*

Scheibner, E., 1967: Nizna Subunit - new stratigraphical sequence of the Klippen Belt (West Carpathians). *Geol. Sbor., 18, 1, 133–140.*

J. SCHLÖGL, A. TOMAŠOVÝCH: **Nové poznatky o vršateckých vápencoch (czorsztynská jednotka, pieninské bradlové pásmo)**

Koralové biohermné vápence v celom pieninskom bradlovom pásme patria medzi veľmi zriedkavé fácie. Doteraz sa zistili iba na niekoľkých bradlách medzi Krivoklátom a Mikušovcami a ich najrozsiahlejší výskyt je známy z tzv. vršateckých bradiel nad Vršatským Podhradím. Ide o biely, sivý, žltkastý a ružovkastý biohermný masívny vápenec a pribiohermný brekciovitý vápenec, ktoré okrem koralov obsahujú hojné vápnité hubky, zriedkavejšie lastúrniky, brachiopóda, ojedinele nautiloidy, serpulidy a gastropóda. Z mikrofosílií sú to krinoidové články, sesílne foraminifery, machovky, silicispongie, ostrakóda a jeden druh riasy. Keďže ide o veľmi netypickú fáciu, pútala pozornosť od počiatkov výskumu bradlového pásma. Andrusov (1945) a Borza (1960) sledované vápence pokladali za ekvivalent štramberských vápencov, ktoré sú titónskeho veku, ale detailný výskum Mišíka (1979) priniesol množstvo nových dát. Mišík (l. c.) okrem iného na základe bivalvií a koralov tieto druhy vápenca interpretoval ako oxfordské resp. kelovejsko-oxfordské a pomenoval ich vršatecké vápence. Tento názor platil viac ako 25 rokov, ale poznatky získané v posledných dvoch rokoch ako „vedľajší produkt" pri výskume vršateckých bradiel poukazujú na odlišnú stratigrafickú pozíciu vršateckých vápencov a podstatne zjednodušujú pohľad na stavbu týchto bradiel.

V prvom rade sa zistilo, že bradlo netvoria dve tektonicky zblížené šupiny, jedna v normálnej a druhá v obrátenej stratigrafickej pozícii, a teda dve oddelené stratigrafické jednotky, ako predpokladal Mišík (1979), ale iba jedna neprerušená sukcesia v prevrátenej stratigrafickej pozícii. Okrem iného to potvrdzujú aj geopetálne štruktúry na báze krinoidových vápencov (v bezprostrednom nadloží vršateckých biohermných vápencov), ale aj železité enkrustácie a impregnácie vyskytujúce sa na povrchu vrstiev biohermného vápenca na kontakte s telesami krinoidového vápenca. Navrhujeme nasledujúci sled: vršatecké biohermné a pribiohermné vápence – krinoidové vápence (smolegovské a krupianske súvrstvie) – červené, hľuznaté alebo nehľuznaté vápence (czorsztynské súvrstvie) – žltkasté a ružové masívne vápence (dursztynské súvrstvie).

Nové poznatky naznačujú aj to, že vršatecké vápence sú podstatne staršie, ako sa doteraz predpokladalo. Pretože biohermné vápence sú všeobecne veľmi chudobné na stratigraficky významnú faunu, ich vek možno odvodiť iba nepriamo, napr. na základe neptunických dajok, ktoré ich presekávajú, a teda sú mladšie. Výplňou neptunických dajok vo vršateckých vápencoch je „vláknová" mikrofácia (tenkostenné schránky lastúrnika *Bositra buchi*), ktorá je v pieninskom bradlovom pásme stratigraficky obmedzená na álen až kelovej. Pre oxfordské vápence je charakteristická mikrofácia s planktonickými foraminiferami rodu *Globuligerina*. Aj tie sa v dajkách

vyskytujú ale iba ako neskoršia výplň niektorých „znovuotváraných" dajok. Už tento prvý fakt vylučuje oxfordský vek vršateckých vápencov. Jedna z dajok alebo puklín vyplnených lumachelou z *Bositra buchi* navyše obsahovala aj hojné amonity *Nannolytoceras tripartitum*, vyskytujúce sa výlučne od najvrchnejšieho bajoku po spodný bat. Tretím argumentom v prospech dogerského veku vápencov je brachiopódová fauna z ich bezprostredného nadložia (z bázy krinoidových vápencov), ktorá sa síce skladá z taxónov s dlhším stratigrafickým rozsahom, ale obmedzeným na bajok až kelovej. Nové poznatky prináša aj najnovšie spracovanie fauny koralov (Morycowa a Mišík, 2005) z ktorého vychodí že vačšina zastúpených taxónov má veľmi široký stratigrafický rozsah (vrchná jura až spodná kriedа). Výnimkou sú dva taxóny, známe iba zo spodného a stredného dogeru.

Všetky nové fakty indikujú, že vršatecké vápence sú podstatne staršie ako oxfordské, pravdepodobne spodnobajockého veku, a navyše poskytujú odpoveď na častú otázku, ako je možné, že biohermné vápence v bradlovom pásme vznikali iba v období, v ktorom sa predpokladá najväčšie prehĺbenie tohto sedimentačného priestoru. Keďže sa pre ich vek pôvodne pokladali za súčasť czorsztynského súvrstvia, vynára sa otázka, či by sa v prípade potvrdenia ich bajockého veku nemali vyčleniť ako samostatné súvrstvie.

Poďakovanie. Výskum je finančne podporovaný z projektu VEGA 2/4095/4A Geologická stavba a tektonický vývoj pieninského bradlového pásma.

Literatúra

ANDRUSOV, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť IV a V. *Práce Št. geol. Úst., 13, 1–176.*

BORZA, K., 1960: O vápencoch „štramberského typu" na Považí. *Geol. Sbor., 11, 1, 83–84.*

MIŠÍK, M., 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, 7–56.*

MORYCOWA, E. & MIŠÍK, M., 2005: Upper Jurassic shallow-water scleractinian corals from the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath., 56, 5, 415–432.*

B. CHALUPOVÁ, Ľ. SLIVA: **Rybia fauna z vrtu ŠVM-1 (Tajná)**

V neogénnych sedimentoch podunajskej panvy sa vyskytuje bohaté spoločenstvo rýb, ktoré zaznamenáva vývoj terciérnej rybej fauny na širokej rozlohe. Doteraz bolo opísané z lokality Smolenice, Salka pri Štúrove a z Rišňovskej priehlbiny (Holec, 1973, 1974, Fordinál a Nagy, 1997; Fordinál, 2000). Opísané zvyšky rodu *Alosa* sp. a čeľade Clupeidae, Engraulidae, Gobiidae a Triglidae sú zo štruktúrneho vrtu ŠVM-1 pri Mochovciach, ktorý bol vyhĺbený na JZ od Tajnej pri prieskume výplne dunajskej panvy. Na tomto vrte bolo možno pozorovať neogénne sedimenty bádenského, sarmatského a panónskeho až pliocénneho veku do hĺbky 211 m. Spracovaný materiál sa nachádzal vo veľmi laminovanom sivom ílovci. Išlo o úsek pomerne malej hrúbky, ale umožňujúci litologické a faunistické porovnanie s ostatnými sarmatskými lokalitami v dunajskej, ako aj vo viedenskej panve.

Okolie Mochoviec budujú neogénne sedimenty dunajskej panvy, a to jednotky od vrchného bádenu (ruskovské, svinianske, pozbianske a madunické súvrstvie) cez sarmat (vrábeľské súvrstvie), panón (ivanské súvrstvie), pont (beladické súvrstvie) až po pliocén (volkovské súvrstvie) (podľa Harčára et al., 1988). Študovaný vrt v intervale 1,00 až 24,00 m prenikol volkovským súvrstvím, ktoré vychádza aj na povrch, v hĺbke 24,00 až 111,70 m ivanským súvrstvím a v intervale od 111,70 až do 211,00 m vrábeľským súvrstvím (Andrejeva-Grigorović et al. 2001) ktoré zastupuje sarmat. Striedajú sa v ňom polohy nevýrazne laminovaného až masívneho ílovca, nápadne laminovaného ílovca a ílovca s hojnými kriedovitými laminami rovnakého pôvodu ako v panóne B. Vo výrazne laminovanom ílovci, ktorý je v prevahe, sa vyskytuje rybia fauna. Výsledky biostratigrafického výskumu potvrdili sedimentáciu v brakickom prostredí v hĺbke do 20 m. Striedanie veľmi a nie veľmi laminovaného ílovca naznačilo občasnú stratifikáciu vodného stĺpca s anoxickou vrstvou pri dne. Miestami boli pozorovateľné tenké synsedimentárne deformované horizonty, ktoré však nepredstavujú sedimenty vznikajúce nestabilitou na naklonenom svahu, ale vznikli v spojitosti so seizmickou aktivitou v širšom okolí (Andrejeva-Grigorović et al. 2001).

Analýza fosílnej rybej fauny zo štruktúrneho vrtu ŠVM-1 pri Mochovciach poskytla cenné informácie o paleogeografickej povahe prostredia. Spoločenstvo rýb z vrtu sa skladalo zo siedmich vzoriek patriacich rodu *Alosa* sp. a čeľadi Clupeidae, Engraulidae, Gobiidae a Triglidae. Študovaný materiál pochádzal z vrstiev vrábeľského súvrstvia z intervalu od 121,45 do 142,30 m.

Nájdené rybie zvyšky dokumentujú plytkovodnejšie podmienky – sublitorálnu oblasť v blízkosti pevniny v spodných vrstvách s brakickým charakterom počas sedimentácie ílovcových vrstiev subtropického až mierneho pásma, čo potvrdila aj analýza ostatnej nájdenej fauny (vápnitý nanoplanktón, foraminifery a ostrakóda), ako aj sedimentáciu v 30–40 m hlbokom brakickom bazéne, v ktorom bol nedostatok Ca vo vode. Dalo by sa to vysvetliť vulkanickou činnosťou alebo husto porasteným dnom riasami (svedčí o tom aj výskyt čeľade Gobiidae), keď bola energia prostredia veľmi nízka. V tom období (v strednom sarmate) bol polozavretý sarmatský bazén periodicky spojený s morskými bazénmi.

Literatúra

ANDREJEVA-GRIGOROVIČ, A. S., BARÁTH, I., FORDINÁL, K., HALÁSOVÁ, E., HUDÁČKOVÁ, N., KOVÁČ, M., SLAMKOVÁ, M. & SLIVA Ľ., 2001: Litologické, sedimentologické a biostratigrafické vyhodnotenie jadra vrtu ŠVM-1 (Tajná). *Manuskript – archív EQUIS, Bratislava, 66.*

FORDINÁL, K., 2000: Pannonian fauna of the northern part of the Danube Basin (Slovakia). *Slov. geol. mag., 6, 2–3, 127–129.*

FORDINÁL, K. & NAGY, A., 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanónske sedimenty rišňovskej priehlbiny. *Mineralia Slov., 6, 401–406.*

HARČÁR, J., PRIECHODSKÁ, Z., KAROLUS, K., KAROLUSOVÁ, E., REMŠÍK, A. & ŠUCHA, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. *Bratislava. GÚDŠ, 114.*

HOLEC, P., 1973: Fisch-Otolithen aus dem Oberen Baden (Miozan) des Nordöstlichen Teiles des Wiener Beckens (Gebiet von Rohožník). *Geol. Carpath., 24, 2, 393–414.*

HOLEC, P., 1974: Rybie otolity bádenu (miocén) severnej časti viedenskej a panónskej panvy. [Rigorózna práca.] *Manuskript – archív Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava, 88.*

M. GOLEJ. **Geologicko-paleontologické štúdium plytkovodných sedimentov v okolí Čiernej Lehoty a Valaskej Belej (Strážovské vrchy)**

V jz. časti Strážovských vrchov na Z od kryštalického jadra Suchý v priamom styku s mezozoickými súvrstviami tatrika vystupuje jednotka s ojedinelým vývojom prevažne jurských sekvencií krížňanského príkrovu. Na povrch vychádza vo forme skalných bradiel hlavne v Hluchej doline na SZ od Čiernej Lehoty a v okolí samoty Mokrišovci vo Valaskej Belej. Vývoj je osobitného charakteru, laterálne aj vertikálne prechádza na jednej strane do hlbokovodnejšej a plošne najrozšírenejšej zliechovskej jednotky a na druhej do plytkovodnej belianskej jednotky. Pre súvrstvia od hetanžu po

pliensbach je typický pestrý vápenec a najcharakteristickejšia je brekcia pliensbašského veku s obsahom rozličných intraklastov veľkých do 40 cm (s najstaršími intraklastmi oolitického vápenca rétsko-hetanžského veku). Túto „prechodnú" jednotku možno situovať niekde na okraj šelfu/platformy. V spodnej jure sa tam tvorili fosfáty so stratigrafickým rozpätím doloženým amonitmi od vrchného hetanžu/spodného sinemúru až do vrchného sinemúru. Pravdepodobne súvislé vrstvovité teleso zložené zo schránok organizmov a fosfátu sa neskôr rozbilo (na rozhraní karixu a doméru) a vznikla charakteristická fosiliferná asi 25 cm hrubá poloha fosfátovej brekcie a v jej najvrchnejšej časti sa miestami vyskytujú hojné hematitové konkrécie s amonitmi. Matrix brekcie je na ich zvyšky chudobný, zatiaľ čo lastúrniky, ako je *Agerchlamys subreticulata*, *„Praechlamys" rollei*, *„Praechlamys" pallosus*, *Oxytoma (Oxytoma) inequivalvis*, sú dominantne zastúpené vo vápenci zo všetkých vekových súvrství. Gastropóda s typickými zástupcami druhu *Discohelix orbis* a *Pleurotomaria anglica* sa vyskytujú najčastejšie v sinemúrskych s. l. vápencových vrstvách. Z brachiopód sú známe druhy ako *Furcirhynchia emmrichi*, *Cuneirhynchia retusifrons*, *Lobothyris punctata* a i.

M. KAROL: **Rangifer tarandus Linnaeus 1758 a iné pleistocénne cicavce z mladopaleolitického táboriska v Trenčianskych Bohuslaviciach**

Fosílny materiál soba (*Rangifer tarandus*) je z archeologického náleziska v katastri Trenčianskych Bohuslavíc, z územia, ktoré sa geologickou stavbou zaraďuje do Čachtických Karpát. Nálezisko bolo objavené v roku 1980 a patrí do gravetiénu.

Spracovaný fosílny odontologický materiál tvorí 134 zubov: 74 molárov, 58 premolárov, 1 rezák a 1 špiciak. Časť z nich vystupuje v jedenástich maxilárnych fragmentoch a v siedmich mandibulárnych fragmentoch, zvyšné (65) sú izolované. Zuby sa metricky spracovali a porovnali s materiálom z Banky. Študovali sa i anatomické črty chrupu. Minimálny počet jedincov (MNI) je 11. Najčastejšie sú jedince vo veku 4 a 5–6 rokov.

Z ostatných druhov cicavcov sa zistil *Equus germanicus* (MNI = 7), *Mammuthus primigenius* (4), *Alopex lagopus* (2), *Canis lupus* (1), *Castor fiber* (1), *Lepus* sp. (1), *Megaloceros* sp. (1) a *Bos/Bison* sp. (1).

Podľa ekologických nárokov fosílneho spoločenstva cicavcov možno predpokladať, že pre okolitú krajinu boli charakteristické galériové lesy v údoliach väčších riek prechádzajúce do väčších priestranstiev chladnej trávnatej sprašovej stepi.

RNDr. Ján Gašparik sa dožil osemdesiatky

D. VASS

RNDr. Ján Gašparik, CSc., sa 19. októbra 2005 v zdraví dožil osemdesiatin. Jubilant, rodák z Tesárskych Mlynian, abiturient banskobystrického gymnázia a absolvent Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave, svoju vedeckú a odbornú kariéru v geológii začal ako odborný asistent na vtedajšej Fakulte geologicko-geografických vied UK. Keď sa mu skončili pedagogické povinnosti na fakulte, namiesto dovolenky trávil prázdninové mesiace terénnym výskumom pre niekdajší Uhoľný prieskum v Turčianskych Tepliciach. Pracoval na geologických mapách Bánovskej a Hornonitrianskej kotliny, ako aj na východnom Slovensku a spolupracoval s terciérnymi geológmi a paleontológmi – akademikom V. Čechovičom, Dr. J. Senešom, Dr. J. Švagrovským, Ing. J. Slávikom, Dr. B. Leškom, Ing. M. Brodňanom, Ing. F. Čechom, Dr. H. Pánthyovou-Bystrickou, Dr. M. Mišíkom, Dr. R. Danihelovou-Lehotayovou a s. i. Po sobáši s Dr. Vierkou Čekalovou mladomanželia opustili Bratislavu a na desať rokov zakotvili v Geologickom prieskume v Turčianskych Tepliciach a neskôr v Žiline. V polovici 60. rokov minulého storočia sa jubilant vrátil do Bratislavy a začal prvý raz pôsobiť v Geologickom ústave D. Štúra. Na prelome 60. a 70. rokov po boku Ing. J. Slávika, DrSc., spoluzakladal Slovenský geologický úrad. V roku 1971 sa vrátil do GÚDŠ a pracoval tam až do odchodu do dôchodku. Desať rokov bol aj riaditeľom tejto najvýznamnejšej slovenskej geologickej inštitúcie.

Vo vedeckej a výskumnej práci sa jubilant zameral na neogénne panvy a kotliny Západných Karpát a na suroviny, ktoré sa na ne viažu. Popri už spomenutých kotlinách – Bánovskej, Hornonitrianskej – a východoslovenskej panve skúmal geologickú stavbu a uhľonosnosť budínskeho paleogénu pri Štúrove, Turčianskej a Žiarskej kotliny. Venoval sa paleogeografii západokarpatského neogénu a zúčastňoval sa aj na medzinárodných projektoch paleogeografického zamerania. V súvislosti s nerastnými surovinami sa venoval predovšetkým uhoľným ložiskám, ale aj ložiskám kremitého piesku a v Albánsku ložiskám niklových a železných rúd. Bol spoluautorom prvej monografie o nerastných surovinách Slovenska a ako odborník na nerastné suroviny bol aj členom Komisie pre klasifikáciu zásob nerastných surovín.

O slovenskú geológiu sa jubilant najväčšmi zaslúžil ako riaditeľ GÚDŠ. Ústav viedol v ťažkých a dusných rokoch „normalizácie" a vďaka nemu na pôdu ústavu neprenikli alebo iba okrajovo prenikli ideologicko-politické normalizačné turbulencie. Napriek zlobe dní sa vedeckej práci v ústave darilo a kolektívy vedeckých pracovníkov ústavu pripravili a úspešne plnili rad náročných projektov. Pripravili sa geologické mapy regiónov Slovenska v mierke 1 : 50 000, mnohé z nich vyšli aj tlačou a rovnako aj knižné vysvetlivky k nim. Bohatá bola aj ostatná edičná činnosť ústavu. V edícii GÚDŠ vychádzalo viac vedeckých časopisov so štúdiami a inými odbornými príspevkami o aktuálnej geologickej problematike, ako aj niekoľko monografií o geologickej stavbe regiónov Slovenska. Jubilant ako riaditeľ ústavu všemožne podporoval geotermálny výskum a hĺbenie prvých hydrogeotermálnych vrtov. Usiloval sa o prehodnotenie energetických surovín a zdrojov na Slovensku. Podporoval vedecký rast pracovníkov ústavu. Počas jeho desaťročného riaditeľského mandátu v pohnutých 70. rokoch minulého storočia viac pracovníkov ústavu získalo vedecké hodnosti – vrátane DrSc., a to napriek tomu, že väčšina z nich nebola v komunistickej strane. Bez významnej podpory vedenia ústavu, najmä jeho riaditeľa by orgány komunistickej strany mnohým obhajobu dizertačných prác znemožnili. Azda práve preto jubilant nezostal uchránený pred udavačstvom a zloprajnosťou čiernych oviec geologickej obce. Keď mu hrozilo odvolanie z funkcie diktované z vysokých straníckych miest, radšej sám abdikoval a neskôr odišiel do dôchodku.

Jubilant sa angažoval aj v Slovenskej geologickej spoločnosti, v rokoch 1963–1967 bol jej predsedom. SGS a v roku 1965 organizoval zjazd SGS v Žiline.

RNDr. Ján Gašparik, CSc., výsledky svojej vedeckovýskumnej práce zhrnul v početných publikáciách. Ich zoznam publikoval časopis Mineralia Slovaca (17, 1985, s. 478–479) a dodatok Geovestník Mineralia Slovaca (27, 1995, s. 23).

Dni zaslúženého odpočinku jubilant trávi v rodnej obci – v Tesárskych Mlyňanoch, venuje sa svojim záľubám a teší sa z návštev detí a vnúčat.

Svojmu prvému učiteľovi geológie a zasvecovateľovi do práce geológa v teréne vo svojom mene a v mene slovenskej geologickej obce do ďalších rokov dobré zdravie a Božie požehnanie želá Dionýz Vass.

Anton Biely – „člen korešpondent hydrogeológie"

O. FRANKO, M. ZAKOVIČ

Náš Tono sa stal „korešpondentom" hydrogeológov v roku 1954, keď prišiel do Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Starší z autorov tejto zdravice k jeho okrúhlemu výročiu sa s ním poznal na štúdiách v Prahe a mladší mu robil technika od roku 1958 až do roku 1964, keď ako vysokoškolák nastúpil do oddelenia hydrogeológie. Obidvaja patríme medzi hydrogeológov, ktorým azda najviac pomáhal a ktorí sa práve od neho najviac naučili.

Tu je niekoľko príkladov Najviac sme s ním preberali otázky a problémy obyčajných, minerálnych a termálnych vôd, ktoré sa viažu na sedimenty mezozoika. A. Biely už v roku 1955 zhodnotil pramene pre vodohospodárske potreby v Radošine (2), Tatranskej Kotline (6) a v Dobšinej (5). Upozornil na spojenie karbonátov stredného triasu krížňanského príkrovu a obalovej série, čo podmieňuje vysokú výdatnosť prameňa Hlavina 1 a 2 v Radošine.

Tono Biely pomáhal pri riešení hĺbky triasového podložia paleogénu v bojnickej vysokej kryhe, ktoré podľa seizmiky bolo cca v 300 m, no v skutočnosti to bolo okolo 900 m. Pri riešení úlohy *Ohrozenie bojnických liečivých termálnych vôd ťažbou uhlia v Novákoch* bolo nevyhnutné vedieť skutočnú hrúbku paleogénu.

Tónove geologické vedomosti sme využívali pri skúmaní geotermálnej energie. Na prvej konferencii na túto tému v roku 1977 s O. Fusánom predniesol významný a stále aktuálny príspevok *Geologická stavba Západných Karpát s ohľadom na akumuláciu geotermálnych vôd* a upozornil v ňom hlavne na dva faktory. Prvým je chýbanie triasového vápencovo-dolomitického komplexu fatrika alebo tatrika na veľkých areáloch (erózia pred presunutím príkrovov alebo tektonická redukcia) v zálivoch a kotlinách, hoci v pohoriach sú zastúpené, druhým inverzia predeocénnych a postpaleogénnych pohybov (erózia prv usadených komplexov na pôvodných elevaciách). Tieto „upozornenia" sme využili napr. pri výskume týchto vôd v komárňanskej kryhe, viedenskej panve, v Liptovskej kotline atď. A. Biely sa zúčastňoval na prácach pri hydrogeologickom výskume zdrojov obyčajnej podzemnej vody na južných svahoch Nízkych Tatier a vedno s E. Kullmanom zostavil hydrogeologickú mapu a hydrogeologické rezy tohto územia (Kullman, 1984a, 1984b).

Ako dôchodca nám dôchodcom pomáha pri revízii ochranných pásiem zdrojov liečivej a plniarenskej minerálnej vody na základe najnovších geologických poznatkov. V prípade Sklených Teplíc po zhodnotení všetkých podkladov (vrt HDŠ-1 Repište, R-1 a R-2 Zlatno a JL-1 Janova Lehota) konštatuje, že vrt ST-4 pred Sklenými Teplicami prevŕtal pod terciérom veporikum (Biely in Franko et al., 2003), nie hronikum, ako udáva Konečný et al. (in Remšík et al., 2000). Z triasových karbonátov veporika voda vyviera a v nich cirkuluje. Iným príkladom je Korytnica. A. Biely zostavil tektonickú schému Korytnickej priekopy na znázornenie postavenia výverov minerálnej vody a súčasne vyčlenil korytnickú evaporitovú formáciu (vrchná časť verfénskych vrstiev; Biely, 2004, in Franko et al., 2004), v ktorých sa dotvára chemizmus tejto vody. Podobne sa vysvetlenie obehu a tvorby termálnych vôd v Trenčianskych Tepliciach zostavil rez v smere Suchý (kryštalinikum) – Trenčianske Teplice.

Tiež už ako dôchodca pomáhal pri geologickom hodnotení hydrogeologických vrtov v Starohorských vrchoch (Zakovič et al., 1999). Spresnil geologicko-tektonické pomery v Moštenickej doline, kde sa hydrogeologickým vrtom overilo zlomové pásmo, na ktorom sa stýkajú ramsauské dolomity so spodnotriasovým súvrstvím, predtým považovaným za keuperské. Po tomto zistení sa v ďalšom hĺbení nepokračovalo, lebo spodnotriasové resp. permské súvrstvia sú hydrogeologicky bezvýznamné.

Milý Tonko, do ďalších rokov života ti želáme hodne zdravia, pohodu v rodine a medzi kamarátmi.

Veselé príhody „bračeka" Miša s A. Bielym

M. ZAKOVIČ

V príspevku spomeniem niekoľko príhod, ktoré som s Tonom Bielym zažil ako jeho technik kolektor pri geologickom mapovaní.

Naše prvé cesty viedli na Muránsku planinu, kde Biely robil geologické mapovanie, a mojou úlohou bolo hľadať skameneliny. V práci sa mi, žiaľ, nedarilo. Spomínam na veselú príhodu, keď Biely blízko Veľkej Lúky našiel liasové skameneliny. Sám odišiel do Bratislavy a mne povedal: „Braček tu budeš chodiť a hľadať ďalšie skameneliny." Ja som poctivo chodil, hľadal a hľadal, a výsledkom boli porozbíjané horniny, no bez skamenelín. Po návrate z Bratislavy mi povedal „Braček, ukáž, čo si našiel?" Moja odpoveď bola: „Nič" Myslel si, že som tam nechodil, a tak sa išiel na lokalitu pozrieť sám. Už pri prvom klepnutí sa mu vápenec rozpadol a výsledkom bolo množstvo skamenelín. Tým sa táto moja práca skončila. Potom som pomáhal pri geologickom mapovaní. Raz sa mi podarilo nájsť brachiopódu, pekne som ju vypreparoval a bol som natešený, že mám skamenelinu. Biely si ju pozrel a hneď aj zahodil, tvrdiac, že má veľké vekové rozpätie. Bol som z toho smutný.

Spolu sme najviac času trávili pri geologickom mapovaní mezozoika severných svahov Nízkych Tatier medzi Svarínom a Dúbravou a prežili sme všelijaké príhody, na ktoré často spomíname. Tono raz cez voľnú sobotu navštívil geologický vrt v Klčove pri Spišskom Podhradí. Do Liptovského Jána sme sa vrátili na obed a ja som bol rád, že sa pôjdem kúpať na termálne kúpalisko. Zrazu z jeho úst vyšlo: „Braček, ideme mapovať Poludnicu." Ja som mu na to odpovedal, že nejdem nikam, a zahodil som kabelu aj kladivo do kríkov. Tono na to: „Braček, vieš, kde je železničná stanica?" „Viem, a čo je, ja tu mám auto." „Auto necháš tu a pôjdeš do Bratislavy." Po chvíli rozmýšľania som zobral kabelu a kladivo a poctivo som šliapal na Poludnicu.

Inokedy, a to už nebola veselá príhoda, sme sa stretávali na raňajkách v reštaurácii hotela Smrek v Liptovskom Hrádku. Raz po raňajkách sme odišli mapovať Janskú dolinu – jej horný úsek. Biely tam zistil, že kabelu s už hotovými geologickými mapami zabudol v reštaurácii. Našťastie ju našiel, iba ju niekto preložil na druhú stoličku. Takých príhod, najmä spoločenských, bolo veľa, hlavne pri posedeniach v reštauráciách, z ktorých sme niekedy odchádzali aj spoločensky unavení. Spomínam si, ako Tono v kaviarni hotela Kriváň v Liptovskom Mikuláši po záverečnej hral na klavíri Varšavský koncert, ja som spieval do mikrofónu a Vlado Hanzel sedel v hľadisku a s veľkým záujmom nás počúval.

Záverom by som sa chcel Dr Tonovi Bielemu poďakovať za to, že ma naučil rozumieť geológii, a za skúsenosti, ktoré som pri ňom získal, lebo mi veľmi pomohli pri hydrogeologickom výskume na Slovensku aj v Alžírsku. Do ďalších rokov života mu želám hlavne veľa zdravia.

Vďaka, Tono.

Spomienka na doc. RNDr. Jána Jetela, CSc.

O. FRANKO

Zdravica k sedemdesiatinám Jána Jetela so zoznamom publikácií je uverejnená v Geologických prácach, Správach, 111 z roku 2005. Keďže od nás odišiel náhle a nečakane (28. júna 2005), keď sa tri dni necítil dobre (infarkt), uvádzam naňho niekoľko osobných spomienok.

Začnem poslednou Na Medvedej hore (na Zemplínskej šírave) sa 20. júna 2005 začal kongres SGS a počas neho dôchodcovia I. Bajo, Ľ. Cibuľka, O. Franko a J. Jetel strávili dva večery a noci spolu v ubytovni v Kaluži. Väčšinu voľného času bol s nami aj L. Tometz.

Podvečer 22. júna sme sa s Janom rozlúčili na železničnej stanici v Košiciach s tým, že jeho narodeniny (12. júna 1935) oslávime neskôr Pre týchto jeho najbližších kamarátov a ich manželky je spomienka na Jana mimoriadne bolestivá aj preto, že posledné dva dni boli s jeho Olinkou v stálom spojení. Telefonát, že sa helikoptéra, ktorá s ním letela do Košíc, sa obrátila do Popradu, sa im nadlho vryl do pamäti Účastníkom kongresu Jano zostane v pamäti veselý a usmievavý, akým na ňom bol.

Jano často hovoril, že ma zachránil pre hydrogeológiu. Na exkurzii 4. a 3. ročníka hydrogeológov v roku 1955 do západočeských kúpeľov som mu večer porozprával o ťažkom položení mojej rodiny (socializácia dediny) a povedal som, že nechávam štúdium a idem domov gazdovať Jano, sám obdarený „sedliactvom", ma chápal, no napriek tomu ma prehovoril, aby som štúdium dokončil. Povedal mi: „Dokonč štúdium a potom choď gazdovať!" Za prehovorenie som mu veľmi vďačný Naše priateľstvo, ba kamarátstvo sa ešte znásobilo.

O Janovi sedliakovi najlepšie hovorí príhoda M. Zakoviča. Keď prišiel do hydrochemického laboratória, motal sa tam preňho neznámy človek. Potom sa laboranta opýtal: „Zas nejaký družstevník chce rozbor vody?" Keď sa dozvedel, že je to Dr Jetel, zostal omráčený.

V Poprade Jano vždy začínal deň slovami. „Vstávajte a poďte pozdraviť Tatry." V pyžamách sme potom aspoň polhodinu obdivovali tatranské končiare – vrchy (nie hory, ako sa hovorí v médiách). Jano miloval Slovensko, a Tatry zvlášť Obaja sme sa po nich spolu túlali, ale zostali sme im dlžní spoločný výstup na Gerlach. O Janovi ako vrchárovi sa vie aj z jeho mapovania vo flyši, keď uprednostňoval nocovanie v hore (Kysuce) pod stromami pred hotelom. Jano bol supervizuálny typ. Vedel iba to, čo si sám prečítal. Stále opakoval, že ho na fakulte naučili len plávať – prvý rok splývať a ďalší prsia.

O Janovi môžeme hovoriť aj ako o jazykovedcovi. Vedel nielen mnoho jazykov, ale poznal aj ich gramatiku a pravopis. Štátnu geotermálnu delegáciu do Juhoslávie viedol predseda SGÚ J. Kuráň, a bol v nej aj Jano Jetel. Dohodu po dohode som napísal po slovensky, vedúci Juhoslovanov po srbsky a Jano obidve naklepané v obidvoch jazykoch zladil. Juhoslovania na druhý deň ráno prišli na záverečné zasadnutie so smiechom. Ukázali svoj pôvodný koncept (celý sa červenal) s poznámkou, že Dr. Jetel ich učí srbochorvátčinu. K Janovým jazykovým vedomostiam sa viaže jeho známa príhoda s Enverom Hodžom v Karlových Varoch. Jano mu pomohol dorozumieť sa v obchode, za čo mu prvý tajomník KS Albánska posielal na Vianoce balíčky. Kvôli tomu mal Jano opletačky s ŠTB.

Jeho práca na poli terminológie s podtextom „obviňovania z nevzdelanosti so sebairóniou" je všeobecne známa. Keď sme v roku 1995 nemohli hydrogeologický slovník dokončiť v GÚDŠ, pokračovali sme v tom v našej obývačke celé dni a noci. Posledné úpravy sme robili až do piatej ráno. Ustatí a nevyspatí sme sa o nich hlučne dohadovali. Vie sa, že rozprávam dosť hlasno, ale Jano bol hlasnejší Marienka, vstávajúca o piatej do roboty, otvorila obývačku a Janovi povedala: „Viem, že Ondrej je idiot, ale ty si ešte väčší!"

J. Jetel medzi priateľmi na oslavách 60. výročia založenia ŠGÚDŠ (máj 2000). Zľava: M. Zakovič, J. Jetel, O. Franko a L. Melioris

Jano to pokladal za „vyznamenanie" a vyobjímal ju. S touto spomienkou sa viaže ďalšia. Marienke vždy so „závisťou" hovoril, že Ondrejov ročník a staršie študovali len štyri roky a jeho ročník a mladšie päť rokov, a to všetko preto, že prví boli „múdrejší" a tí druhí „sprostejší" (bol veľmi írečitý). Jeho vzťah k terminológii sa prejavil aj v oponentských posudkoch. Pripomienky sa netýkali len hydrogeológie, ale aj terminológie a slovenčiny.

Jano mal veľkú radosť z vydarených žiakov. Patrí medzi nich napr aj Andrejka Vranovská, ktorá prvé dva roky robila geotermálnu energiu a ďalšie dva pracovala v paleogéne Hornádskej kotliny. Jano s ňou hydrogeologické poznatky z kotliny publikoval. Druhou je Slávka Grexová (GEO Slovakia Košice) Keď ma Jano videl v jej pracovni, podotkol. „Ondrej, to je moja žiačka!"

Jano bol známy tým, že k dobrému jedlu vždy potreboval výborné víno. Tak napr počas večere u nás zrazu prestal jesť Pýtali sme sa, prečo neje, či je jedlo málo pikantné atď S potmehúdskym úsmevom nám oznámil, že na stole nie je vínko. A pri víne s ním geológovia zažili hromadu krásnych chvíľ Známe boli jeho pravoslávne omše. Vďaka dobrej pamäti poznal všetky nielen novodobé (okrem dnešných moderných), ale aj starodávne pesničky slovanských národov. Bol som pri tom, keď dolnozemských Slovákov učil starodávne pesničky. Mimoriadne rád mal srbské pesničky a Srbov vôbec. Vo všeobecnej rovine nemal rád utláčateľov, vždy stál na strane utláčaných, nemal rád dogmy (hlavne cirkevné), mal rád optimistov a vždy ho potešili nové, tvorivé myšlienky.

Zdá sa mi, že by som týchto zopár spomienok mohol zavŕšiť pesničkou ušitou naňho „Nepi, Jano, nepi vodu.. " Milý Jano, sľubujeme ti, že vždy, keď si na teba spomenieme, si túto tvoju obľúbenú zaspievame. Nech ti je zem Slovenská, a najmä tatranská ľahká.

75. výročie založenia Komitétu pre akcesorické minerály a výskum akcesorických minerálov vo svete a u nás

Igor Broska
Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, geochronology@savba.sk

Začiatkom 20. stor. sa všeobecne prijímala Holmesova definícia akcesorického minerálu z roku 1920. Podľa neho termínom akcesorické minerály možno označovať minerály, ktoré sú kvantitatívne nevýznamné a nevplývajú na diagnostiku hornín. Takéto vymedzenie pojmu akcesorický minerál bolo síce pomerne široké, ale v zásade aj výstižné a platí dodnes. Na začiatku 20. stor. sa akcesorické minerály skúmali veľmi intenzívne, lebo poskytovali výborné argumenty na koreláciu rozličných magmatických celkov. V tom čase bolo totiž často jednoduchšie a rýchlejšie vyseparovať akcesorické minerály a použiť ich kvalitatívne a kvantitatívne charakteristiky na koreláciu, ako urobiť drahú chemickú analýzu horniny a použiť ju na porovnávacie štúdium. Rozmach výskumu akcesorických minerálov podnietila aj možnosť dobre ich aplikovať pri výskume ropných polí.

Vďaka širokému využívaniu akcesorických minerálov pred 75 rokmi pri Geologickej službe USA vznikol Komitét pre akcesorické minerály a dostal úlohu koordinovať rozsiahly výskum akcesórií na amerických univerzitách a rozvíjať metodiku ich štúdia a separácie. Predsedom komitétu sa stal Winchell a jednou z jeho z prvých úloh bola aj definícia akcesorického minerálu. Podľa Winchella a piatich členov komitétu sa akcesorický minerál nemá chápať len ako minerál bez vplyvu na diagnostiku hornín, ale jeho definícia by mala obsahovať aj to, že je to minerál získaný aj istou technikou, a to separáciou v ťažkých kvapalinách. Táto dosť netypická definícia, spájajúca klasifikačné a metodické aspekty, sa vcelku ujala a jej silným argumentom bol aj fakt, že hoci v niektorých horninách je aj kremeň, za akcesorický sa nikdy nepokladá. Tak sa dospelo k pojmu a termínu akcesorický ťažký minerál a čoskoro sa začalo delenie na pneumatolytické akcesorické ťažké minerály, hydrotermálne akcesorické ťažké minerály a primárne akcesorické ťažké minerály (Reed, 1937). Úlohy komitétu sa v podstate splnili, lebo stimulovali ďalší výskum akcesorických minerálov, zdokonalila sa technika ich separácie, čo bolo z hľadiska riešenia súvekých geologických úloh dobré. Takýto prístup k štúdiu v zásade platí dodnes.

Po 2. svetovej vojne sa ťažisko rozsiahleho výskumu akcesorických minerálov prenieslo do rozličných oblastí Sovietskeho zväzu (dnes najmä územie Ruskej federácie) a ten viedol k hodnoteniu veľkého počtu intruzívnych telies s cieľom korelovať ich a určiť ich potenciálnu rudonosnosť. Opísalo sa okolo 80 druhov akcesorických minerálov a veľmi sa cenili práce s ich veľmi podrobným opisom a širokým spektrom. Opis akcesorických minerálov sa zameriaval na ich fyzikálne vlastnosti (farbu a charakter povrchu) vonkajší habit, chemické zloženie a na koreláciu s chemickým zložením minerálov a materskej horniny. Napriek tomu – s výnimkou akcesórií využívaných na izotopické datovanie (napr. zirkón a monazit) – toto obdobie výskumu nemalo vyslovene petrologický, ale skôr deskriptívny charakter. Klasifikácia akcesorických minerálov bola naďalej najmä genetická, resp. brala do úvahy čas a podmienky kryštalizácie minerálov. Zvyčajne sa rozlišovali (1) magmatické alebo primárne, (2) pneumatolytické, (3) kontaminačné, (4) sekundárne a (5) hydrotermálne skupiny minerálov (Turovskij, 1956). Iné v tom čase vytvorené klasifikácie boli priveľmi deskriptívne a bez väčšieho petrologického zmyslu. Klasifikácia založená na prvkovom princípe, ktorá rozlišovala kategóriu vzácnoprvkových (napr. skupina columbitu tantalitu, monazit, allanit), rudných (volframit, molybdenit, kasiterit) a petrogénnych (titanit, ilmenit) akcesorických minerálov alebo vychádzajúca z frekvencie ich výskytu definujúca kategóriu (1) stále, (2) často, (3) zvyčajne, (4) zriedka a (5) veľmi zriedka prítomných akcesorických minerálov (Ljachovič, 1973), bola genetická a neujala sa. Prítomnosť alebo neprítomnosť akcesorických minerálov sa vyjadrovala v percentách – stále prítomné sa mali v horninách vyskytovať vo frekvencii 100–90 % (napr. zirkón, apatit, magnetit), často prítomné 90–70 % (napr. rutil, allanit, monazit), zvyčajne prítomné 70–30 % (napr. anatas, korund, turmalín), zriedka prítomné 30–10 % (napr. kasiterit, topás, sfalerit) a veľmi zriedka prítomné mali byť zastúpené v množstve pod 10 % (napr. perovskit, sillimanit, columbit).

Koncom 20. stor. sa výskum opäť preniesol na pôdu USA a začali sa študovať najbežnejšie akcesorické minerály granitov – apatity (Watson a Capobianco, 1981) a zirkóny (Watson a Harrison, 1983) s cieľom zistiť saturačnú teplotu ich vzniku resp. teplotu nasýtenia prostredia prvkami, keď tieto minerály začínajú kryštalizovať. Za práce, ktoré organizoval, E. B. Watsona ocenila Americká mineralogická spoločnosť a Zr termometer je dodnes často používaný petrologický nástroj (Watson a Harrisson, l. c.). Po zistení saturačnej teploty apatitu a zirkónu sa v USA a neskôr v Európe experimentálne študovala aj saturačná teplota monazitu a definoval sa nový REE termometer (Montel, 1993). Vznikol aj monazitovo-xenotímový termometer a stále sa spresňoval najstarší Budingtonov-Lindsleyho Fe-Ti termometer. Pochopil sa petrologický zmysel morfológie zirkónu (Pupin, 1980), o ktorom sa viedla diskusia v mnohých prácach celé desaťročia. Zdokonalenie analytiky rádiogénnych nuklidov viedlo k využívaniu väčšieho spektra akcesorických minerálov na geochronologické účely (okrem zirkónu a monazitu aj apatit, xenotím, allanit, granát titanit, rutil, columbit atď.). Okrem izotopických geochronologických metód sa rozvojom a skvalitnením analytickej citlivosti elektrónovej mikrosondy rozšírilo aj chemické datovanie monazitu, ktoré je doteraz najrýchlejším, lacným a pomerne spoľahlivým spôsobom datovania (Suzuki et al., 1991, Montel et al., 1996). Pri výpočte využívania akcesorických minerálov treba pripomenúť aj metodiku FT datovania, ktorá sa aplikuje najmä na apatitoch a zirkónoch s cieľom riešiť otázky rýchlosti a času exhumácie geologických celkov alebo morfologické konfigurácie starých terénov.

Akcesorické minerály sa v polovici 20. stor. začali skúmať aj u nás, prvé z elúvia granitových telies Malých Karpát metódou tzv. suchých šlichov (Mišík, 1955). Ich výskum sa očividne zintenzívnil, keď sa zásluhou najmä J. Veselského zriadilo laboratórium na ich separáciu z drvených hornín (Veselský a Žabka, 1976). V 60. a 70. rokoch 20. stor. sa význam štúdia týchto minerálov prejavil veľmi rýchlo a priekopnícky výskum – hoci vtedy ešte trochu deskriptívny – priniesol ovocie v podobe nových typov korelácií a charakteristík rudonosnosti niektorých granitových telies. Akcesorické minerály sa v tých rokoch študovali po regiónoch a pre základné typy hornín charakteristické asociácie vyčlenil Hovorka a Hvožďara (1965), Hovorka (1968), Veselský (1972), Hvožďara a Határ (1978), Chovan a Határ (1978), Veselský a Gbelský (1978) a Gbelský (1982).

Okrem toho vznikali aj štúdie venované jednému minerálu (Dyda, 1975; Gbelský, 1979). Vtedy zistený antagonizmus paragenézy titanitu, allanitu a magnetitu a epidotu zoisitu na jednej a monazitu, ilmenitu, granátu a xenotímu na druhej strane (napr. Hvožďara a Határ, 1978) sa neskôr potvrdil a v spojení so zirkónovou typológiou sa interpretovali ako asociácie typické pre granity s afinitou k typu I alebo S (Broska a Uher, 1991). Neskoršie rozlíšenie postorogénnych granitov typu A v Západných Karpatoch, ako aj špecializovaných granitov typu S v gemeriku (Uher a Broska, 1996) najmä na základe akcesorických

minerálov doplnilo a spresnilo pohľad na evolúciu západokarpatských granitov v širších geotektonických súvislostiach (Petrík et al., 1994, Petrík a Kohút, 1997; Broska a Uher, 2001).

V súčasnosti sa u nás detailne študuje zloženie a stabilita najbežnejších akcesorických minerálov (apatitu, monazitu, titanitu, xenotímu, turmalínu, magnetitu atď.) v rozličných magmatických a metamorfných systémoch (napr Uher a Černý, 1998; Broska et al., 2000; Broska et al., 2005; Ondrejka et al., 2006). Skúsenosti z ich správania sa úspešne prenášajú i do štúdia sedimentárnych hornín a využívajú sa tam na hľadanie proveniencie a podmienok evolúcie sedimentov (napr. Uher a Kováč, 1993; Uher, 1999; Aubrecht a Méres, 1999).

V krátkom príspevku sa nemožno zaoberať celou problematikou využívania akcesorických minerálov, no je isté, že zakladatelia komitétu pre akcesorické minerály pred 75 rokmi ani netušili, že predmet ich výskumu bude mať pri nástupe nových analytických a optických techník takú vysokú výpovednú hodnotu. Vedeli však, že sústredený výskum týchto drobných minerálov má obrovský zmysel a v tom sa ani trochu nemýlili.

Literatúra

Aubrecht, R. & Méres, Š., 1999: The possible Moldanubic provenance of the Pieniny Klippen Belt crystalline basement deduced from detrital garnets. *Geol. Carpath., 50, Spec. Issue, 13–14.*

Broska, I. & Uher, P., 1991: Regional typology of zircon and their relationship to allanite-monazite antagonism (on example of Hercynian granitoids of the Western Carpathians). *Geol. Carpath., 42, 271–277.*

Broska, I., Petrík, I. & Williams, C. T., 2000: Coexisting monazite and allanite in peraluminous granitoids of the Tribeč Mountains, Western Carpathians. *Amer. Mineralogist, 85, 22–32.*

Broska, I. & Uher, P., 2001: Whole-rock chemistry and genetic typology of the West-Carpathian Variscan granites. *Geol. Carpath., 52, 2, 79–90.*

Broska, I., Williams, C. T., Janák, M. & Nagy, G., 2005: Alteration and breakdown of xenotime-(Y) and monazite-(Ce) in granitic rocks of the Western Carpathians, Slovakia. *Lithos, 82, 71–83.*

Dyda, M., 1975: Statistical evolution of zircon morphology from the Malé Karpaty granitoid rocks (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 26, 2, 327–340.*

Dyda, M., 1976: Habitus apatitu v granitoidných horninách Malých Karpát. *Mineralia Slov., 8, 5, 475–480.*

Gbelský, J., 1982: Characteristic of accessory minerals of the selected samples of the West Carpathian granitoids. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 5, 651–662.*

Gbelský, J., 1979: Electron microprobe determination of Zr/Hf ratios in zircons from pegmatites of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 4, 463–474.*

Hovorka, D. & Hvožďara, P., 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín I. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol., 9, 145–179.*

Hovorka, D., 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Magury, Malej Fatry a Tribeča. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 13, 165–189.*

Hvožďara, P. & Határ, J., 1978: Akcesorické minerály niektorých magmatických a metamorfovaných hornín veporíd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 33, 13–128.*

Chovan, M. & Határ, M., 1978: Akcesorické minerály niektorých typov hornín kryštalinika veporíd. *Mineralia Slov., 10, 24–32.*

Ljachovič, V. V., 1973: Redkije elementy v akcesornych mineralach granitoidov. *Moskva, Izd. Nedra, 309.*

Mišík, M., 1955: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov. *Geol. Zbor., 6, 3–4, 161–176.*

Montel, J. M., 1993: A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chem. Geol., 110, 127–146.*

Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, Ch. & Provost, A., 1996: A fast, reliable, inexpensive in-situ dating technique: Electron microprobe ages on monazite. *Chem. Geol., 131, 37–53.*

Ondrejka, M., Uher, P., Peršek, J. & Ozdín, D. Arsenian monazite-(Ce) and xenotime-(Y), REE arsenates and carbonates from Tisovec-Rejkovo rhyolite, Western Carpathians, Slovakia: Composition and substitutions in the $(REE,Y)XO_4$ system (X = P, As, Si, Nb, S). *Lithos, v tlači.*

Pupin, J. P., 1980: Zircon and granite petrology. *Contr. Mineral. Petrology, 73, 207–220.*

Petrík, I., Broska, I. & Uher, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism, age, source rocks, geotectonic setting and relation to the Variscan structure. *Geol. Carpath., 45, 365–371*

Petrík, I. & Kohút, M., 1997: The evolution of granitoid magmatism during the Hercynian orogen in the Western Carpathians. *In: P. Grecula et al. (ed.). Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr Bratislava, 235–252.*

Reed, J. G., 1937: The study of accessory minerals in igneous and metamorphic rocks. *Amer. Mineralogist, 22, 73–84.*

Suzuki, K., Adachi, M. & Tanaka, T., 1991: Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. *Sed. Geol., 75, 141–147*

Turovskij, S. D., 1956: O vremeni vydelenija i uslovijach obrazovanija mineralov v procese formirovanija izverženoj gornoj porody. *Trudy Inst. Geol. Akad. Nauk Kirgiz. SSR, 7, 63–85.*

Uher, P. & Kováč, M., 1993: Asociácie ťažkých minerálov v neogénnych sekvenciách Malých Karpát – obraz paleogeografickej evolúcie znosových oblastí *Geol. Práce, Zpr., 98, 85–100.*

Uher, P. & Broska, I., 1996: Post-orogenic Permian granitic rocks in the Western Carpathian-Pannonian area: geochemistry, mineralogy and evolution *Geol. Carpath., 47, 311–321*

Uher, P. & Černý, P., 1998: Zircon in hercynian granitic pegmatites of the Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath., 49, 4, 261–270.*

Uher, P., 1999: Clasts of tourmaline-rich rocks in Lower Triassic quartzites, the Tatric Unit, Central Western Carpathians: Tourmaline composition and problem of source areas. *Geol. Carpath., 50, Spec. Issue, 140–141*

Veselský, J., 1972: Akzessorische minerale granitoider gesteine der Kleinen Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 1, 115–131*

Veselský, J. & Žabka, M., 1976: Poznatky pri použití metódy ťažkých frakcií z drvenej horniny pri štúdiu akcesorických minerálov granitoidov Malých Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol., 28, 155–170.*

Veselský, J. & Gbelský J., 1978: Výsledky štúdia akcesorických minerálov granitoidov a pegmatitov Malých Karpát. *Acta geol. geogr Univ. Comen. Geol., 33, 91–111*

Watson, E. B. & Capobianco, C. J., 1981: Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: an assesment of the role of apatite. *Geochim. cosmochim. Acta, 45, 2349–2358.*

Watson, E. B. & Harrison, T. M., 1983: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth planet. Sci. Lett., 64, 295–304.*

UPOZORNENIE

Upozorňujeme odbornú geologickú verejnosť, že od druhého čísla *Mineralie Slovaca* 2006 sú na tretej strane obálky zverejnené doplnené a inovované inštrukcie pre autorov.

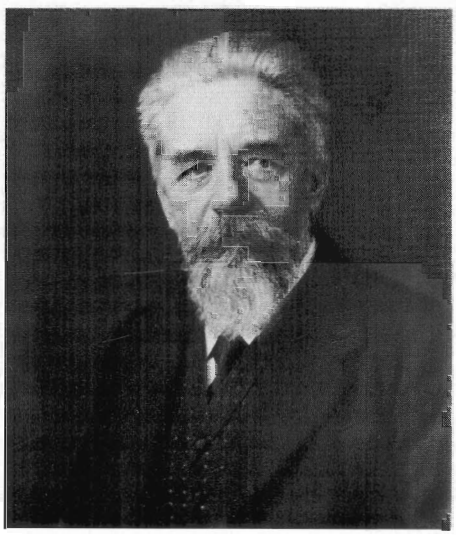
Redakcia

Před 150 léty se narodil významný mineralog a petrograf Friedrich Johann Karl Becke
(*31. 12. 1855, Praha, †18. 6. 1931, Wien)

Jaromír Ulrych, Praha, Vera Hammer a Franz Pertlik, Wien

Přesto, že se jedná o pražského rodáka nebylo o tomto proslulém mineralogovi a petrografovi dosud napsáno v češtině, ani slovenštině žádné rozsáhlejší hodnocení. Až na dvě výjimky jsou všechny vzpomínkové a hodnotitelské stati napsány v němčině. U příležitosti letošního významného výročí jeho narození se naskytla příležitost připomenout dílo prof. F Becke i našim geologům.

F Becke pocházel ze známé pražské rodiny majitele proslulého Univerzitního knižního obchodu J. G. Calve'sche k. k. Universität--Buchhandlung na Starém městě, založeného roku 1786. Jeho otec byl bratrem rakouského ministra financí. Základní vzdělání mu poskytla Praha. Započal zde i svá gymnaziální studia, z rodinných důvodů však musel pokračovat v Českých Budějovicích, Plzni a úspěšně je zakončil maturitou s vyznamenáním (mit Auszeichnung) v roce 1874 na Schotten-Gymnasium ve Vídni. Po nešťastné prusko-rakouské válce v roce 1866 následovala hospodářská krize Dunajské monarchie, která se odrazila v nutnosti knihkupectví otcem prodat a hledat si místo u železnice. Univerzitu studoval F Becke již ve Vídni. S ohledem na mimořádný zájem i schopnosti patřil brzy k vyvoleným prof. G. Tschermaka (původem z moravského Litovle!) a stal se ve školním roce 1877/8 jeho asistentem. První krystalograficky, mineralogicky a posléze i petrograficky orientované práce nenechaly na sebe dlouho čekat. S ohledem na zřízení nové univerzity v Černovicích – Czernowitz v Bukovině (dnes Černovcy, Ukrajina), obhájení doktorské práce v roce 1881, vysokou úroveň publikovaných prací a v neposlední řadě i mimořádné pedagogické schopnosti byla dr F. Becke v roce následujícím nabídnuta mimořádná profesura na této východní výspě Rakousko--Uherské monarchie. V roce 1890 nastoupil na uvolněné řádné profesorské místo po prof. V. von Zepharovichovi na Pražské německé Karlo-Ferdinandově Univerzitě. Po devíti letech obdržel místo po prof. A. Schraufovi na Vídeňské univerzitě a s odchodem do výslužby prof. G. Tschermaka se stal vedoucím Katedry mineralogie a petrografie ve Vídni. Byl to v podstatě obvyklý služební postup státních zaměstnanců, zejména pedagogů v mnohonárodnostním mocnářství. Zde setrval až do odchodu do výslužby v roce 1927



Jeho odborný zájem se soustředil na studium metamorfních hornin, zejména pak jejich minerálních asociací a tlakově-teplotních podmínek jejich vzniku. Říká se, že jako prvý pokládal eklogit za vysokotlakou formu gabra. Na základě těchto poznatků posléze předložil koncept hloubkových metamorfních zón. V Yoderově „Časové tabulce petrologie" (1993) jsou prof. F Becke přisuzovány zejména zásluhy o metamorfní petrologii. Patří k nim jmenovitě řešení vztahu mezi minerálním složením a strukturou krystalických břidlic (tzv. Beckeho objemový zákon a krystaloblastéza) a položení základů metamorfní zónografie.

Prof. F. Becke byl jedním z prvních, kdo začal systematicky propojovat mineralogický a petrografický výzkum. S ohledem na omezené možnosti identifikace horninových minerálů v optickém mikroskopu se zabýval využíváním zejména krystalové optiky minerálů k jejich identifikaci. Jeho výzkumy vyústily mj. v definici závislosti pozice světelné linky v minerálech na jejich optické hustotě, nazývané od roku 1896 na jeho paměť Beckeho linka. Zaváděl též leptání a barvení živců v odkrytých výbrusech k odlišení od křemene.

Domnívám se, že však až do současnosti nebyla zhodnocena jeho zásadní práce v oblasti vývoje různých magmatických horninových sérií. Prof. F Becke na geochemickém a mineralogickém podkladě odlišil alkalické vulkanity tzv. atlantické série (atlantische Gesteinssipe) spjaté s neorogenními oblastmi s radiální tektonikou a vápenato-alkalické vulkanity tzv. pacifické série (pazifische Gesteinssippe) charakteristické pro orogenní oblasti s tangenciální tektonikou. Jako charakteristické oblasti výskytu těchto dvou sérií uváděl oblasti jemu, jako rakouskému občanu, geograficky, nejbližší a to Českého středohoří (böhmische Mittelgebirge) a paralelně s andskou oblastí připomínal i uhersko-sedmihorské (Siebenbürgen v Transylvanii v dnešním Rumunsku) oblasti, tzn. včetně slovenských vulkanitů. Vycházel jak z geotektonických představ E. Suesse (1885), který jako prvý tyto názvy horninových typů použil, tak z geochemických závěrů H. Rosenbusche (1889). V petrografické i chemické charakteristice vulkanitů Českého středohoří pak těžil z prací a zejména osobního přátelství s prof. J. E. Hibschem, který byl a zůstal dodnes největším znalcem této oblasti. V anglosaském světě je však přisuzována priorita definování těchto facií, vycházející výhradně z chemismu a geografické pozice vulkanizmu, výhradně A. Harkerovi (1895, 1909). Avšak originalita Beckeho koncepce spočívá nejen v komplexní mineralogicko-geochemické charakteristice vulkanických produktů, ale v nalezení souvislostí s geologicko-tektonickou pozicí těchto kontrastních vulkanických sérií. Existence a zejména vlastnosti dvou základních vulkanických sérií v současném globálně--tektonickém modelu dává plně za pravdu prof F Becke a jeho originálním geochemicko-mineralogickým charakteristikám.

Činnost prof. F Becke však zahrnovala i rozsáhlé práce editorské, např vydávání Mineralogického lexikonu Rakouského císařství, či dalšího vydání klasické učebnice Mineralogie G. Tschermaka. Prof. F Becke zastával též dlouhodobě prestižní funkci generálního sekretáře Královské Akademie ve Vídni a předsedy redakce časopisu Mineralogischen und Petrografischen Mitteilungen. Pozitivně bylo hodnoceno zejména zvládnutí náročné funkce rektora Vídeňské univerzity v krizových létech 1918–1919 po skončení 1 světové války.

Všech uvedených vědeckých výsledků i osobních úspěchů dosáhl prof. F Becke pouze díky svým mimořádným osobním vlastnostem, k nímž patřilo nejen nadání a odborné schopnosti, ale zejména houževnatost, píle a systematičnost. Jeho žáci jej charakterizují jako rozeného učitele, s připomenutím jeho maximální náročnosti, zůstávajícího však vždy na prvém místě člověkem. Je pro nás do jisté míry až s podivem, že byl tento velikán vědeckou společností i společenským světem již za svého života pozitivně hodnocen a ctěn Vysvětlení lze hledat v jeho osobnosti. Byl totiž obecně považován za příklad harmonického muže s jemným vybroušeným chováním a intelektuálním šarmem, dnes bychom asi řekli s osobitým charisma.

Príspevok nebol jazykovo upravený.

Ing. Jozef Kováčik sedemdesiatpäťročný

Vymenovanie D. Andrusova v roku 1938 za profesora geológie na Vysokej škole technickej v Košiciach bol veľmi dobrý a prospešný počin, ktorý v ťažkých pomeroch 2. svetovej vojny stimuloval úspešné budovanie geologických ústavov na technike a na univerzite, ako aj Štátneho geologického ústavu na Slovensku (dnes ŠGÚDŠ). Výsledkom bol aj rýchly rast generácie geológov na porovnateľnú úroveň geológov zahraničných inštitúcií, ktorí mali predstih pred slovenskými odborníkmi niekoľko desaťročí. Globálny dopyt po nerastných surovinách v 2. polovici 20. stor., ktorý sa silno prejavil aj na Slovensku, našiel domácich geológov a banských inžinierov dobre pripravených. Mnohí pôsobili aj v zahraničí a jedným z nich bol aj náš jubilant.

Jozef Kováčik sa narodil 31 marca 1931 v Žarnovickej Hute (dnes časť Žarnovice). Po maturite roku 1949 študoval geológiu a banský prieskum na SVŠT v Bratislave, Baníckej fakulte VŠT v Košiciach a na VŠB v Ostrave. Po zavŕšení štúdií sa stal vedeckým ašpirantom u akademika Andrusova na práve vzniknuvšom pracovisku SAV v Bratislave a chcel sa venovať paleontológii.

V roku 1956 jubilant zmenil svoje odborné smerovanie a s prvou československou geologickoprieskumnou expedíciou Alfeni odišiel do Albánska skúmať lateristickosedimentárne ložiská ako geológ. Na túto činnosť bol výborne pripravený odborne i z jazykovej stránky a fyzická zdatnosť mu umožnila pracovať aj v najťažších terénoch. Aj jeho zásluhou bolo možno už po dvoch rokoch expedovať rudu do ČSR pre niklovú hutu v Seredi. Geológii rudných ložísk a ich priemyselnému využívaniu sa potom venoval až do odchodu do dôchodku. Viac ako polovicu svojej štyridsaťročnej profesionálnej činnosti zameral na prácu v teréne a okrem Európy deväť rokov skúmal ložiská v Afrike, dva roky v Severnej, osem v Južnej Amerike a dva roky v Ázii. Bol projektantom a vedúcim geologickoprieskumných programov najrôznejšieho typu ložísk – od medňatých a cínovcových porfýrov, vulkanogénnych a vulkanickosedimentárnych polymetalických sírnikov cez žilné a žilníkové ložiská volfrámu, cínu, farebných a drahých kovov, nióbu a vzácnych zemín v karbonatitoch a v ultrabázikách po rozsypové ložiská zlata a ťažkého piesku rozličného druhu.

Ako geológ pracoval nielen v československých podnikoch a ústavoch, ako bol Západočeský rudný prieskum, GÚDŠ a Rudné bane, ale aj pre rozličné zahraničné štátne i súkromné organizácie a firmy – kanadské (SOQUEM), nemecké (Metllgesellschaft), japonské (JAIDO, MMAJ), brazílske (Andrade Guttierez) a i. Dvadsať rokov pôsobil v službách Rozvojového programu OSN (ONDP), a to ako terénny geológ a neskôr vedúci projektov. Roku 1980 nastúpil do riadiaceho centra programu v New Yorku a stal sa technickým riaditeľom agentúry pre prieskum nerastných surovín (UNRFNRE). Po odchode do dôchodku v roku 1991 ďalej pracoval vo svojej profesii do konca roka 1996 ako konzultant.

Na štyroch kontinentoch sveta zostal po Ing. Kováčikovi rad úspešne vyriešených úloh. Uvedieme aspoň tie, ktoré si sám najviac cení. V peruánskych Andách preskúmal a uviedol do prevádzky ťažbu unikátneho ložiska zlata v ľadovcových nánosoch s obsahom 50 000 kg vyťažiteľného zlata s dennou kapacitou ťažby 10 000 m^3. V Tanzánii urobil prieskum žilného ložiska zlata s priemerným obsahom Au 8 $g.t^{-1}$, ktoré sa začalo exploatovať s dennou kapacitou 300 t. V Bolívii na porfýrovom ložisku cínovca vypočítal zásobu 6,5 miliónov t a 32 500 t vyťažiteľného cínu. Závod začal ťažbu s kapacitou 200 t/deň.

Úspešný ložiskový geológ a banský inžinier Jozef Kováčik žije v súčasnosti od včasnej jari do neskorej jesene v rodnom kraji na svojej chalupe. Domček na najvyššom mieste Uhlísk upravil s mimoriadnym novorustikálnym vkusom. Všade vidno jeho mimoriadnu zručnosť a na jeho tvári spokojnosť s vykonaným dielom.

Pri významnom životnom jubileu Ing. Jozefovi Kováčikovi aj so všetkými jeho priateľmi gratulujeme k dosiahnutým životným úspechom a s úctou mu ďakujeme za úspešnú reprezentáciu našej geologickej vedy vo svete. Nech ešte dlho spomína na hrdé výsledky a nech sa mnoho rokov v dobrom zdraví teší z práce, ktorú vykonáva v súčasnosti.

L. Sombathy

RNDr. Marián Janák päťdesiatročný

Čerstvým päťdesiatnikom sa posledný januárový deň roku 2006 stal RNDr. Marián Janák, DrSc. Je to takmer neuveriteľné, lebo Maroš na tých päťdesiat rokov ešte vonkoncom nevyzerá, čo je asi zaslúžený výsledok jeho prístupu k životu, do ktorého sa zapája naozaj naplno v súkromí aj v práci. Je šťastne ženatý a jeho manželka Katka – tiež vyštudovaná geologička – má pre jeho zodpovednú prácu pochopenie a je mu spoľahlivou oporou. Janákovci môžu mať radosť aj z dvoch detí – Zuzky a Miša. Jubilant je nadšeným fanúšikom kvalitnej hudby (najmä džezu), ale aj športu, hlavne lyžovania, cyklistiky a plávania.

Výsledky vedeckovýskumnej činnosti Mariána Janáka sú naozaj obdivuhodné. Dosiahol ich nielen vďaka majstrovskému zvládnutiu metód metamorfnej petrológie, ale predovšetkým voľbe naliehavých aktuálnych tém, bystrému úsudku a príkladnému zápalu pre vec. Jubilant je známy aj tým, že pokým rieši nejakú vedeckú úlohu, niet preňho inej témy ani len pri pive. Takýto prístup môže niekedy pôsobiť trocha svojsky, no istotne je to správna cesta na zdolanie aj toho najťažšieho problému. Z hľadiska jeho profesionálneho rastu bol isto veľmi dôležitý jeho ročný študijný pobyt na Univerzite v Princetone v USA, kde bol postgraduálnym študentom a získal titul M. A.

Mariánov prvý výskum súvisel najmä s diplomovou prácou na Katedre geochémie Prírodovedeckej fakulty UK a viazal sa na Malé Karpaty. V jeho rámci prvý raz poukázal na dnes už všeobecne akceptovanú metamorfnú zonálnosť malokarpatského kryštalinika. Neskôr ako odborný asistent Katedry mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK pracoval hlavne v Tatrách a výsledkom bola dizertácia o ich metamorfnom vývoji. Autor v nej dokázal inverznú metamorfnú zonálnosť kryštalinika, charakterizoval jej vzťah k variskej príkrovovej stavbe, definoval tlakové a teplotné podmienky metamorfózy, upozornil na relikty eklogitov a vysvetlil petrogenézu migmatitov

a ich vzťah ku granitoidom. Tatry, ako aj ďalšie jadrové pohoria si ako predmet výskumu vybral preto, lebo pochopil, že geologickú stavbu a metamorfózu kryštalinika možno uspokojivo študovať iba v dobre odkrytom teréne. Tatry má navyše rád, veď v mladosti závodne lyžoval, pestoval skialpinizmus a ešte ako študent istý čas pracoval aj ako brigádnik v horskej službe TANAPu.

RNDr. Marián Janák, DrSc., už ako vedecký pracovník Geologického ústavu SAV upozornil na vyššiu intenzitu a rozsah alpínskej metamorfózy vo veporiku, ako sa dovtedy predpokladalo. Tieto jeho výsledky – napriek istým výhradám či prvotnému nepochopeniu – sa z hľadiska poznania alpínskeho orogénu v Západných Karpatoch akceptujú stále viac. V poslednom období sa sústredil na výskum vysokotlakových hornín, osobitne eklogitov, a najmä zistením omfacitu v metabazitoch severného veporika medzi prvými na Slovensku dokázal prítomnosť reliktov eklogitovej fácie v Západných Karpatoch. Eklogity sa mu so spolupracovníkom podarilo potvrdiť aj v kryštaliniku Tiszie v Maďarsku. Ale za najvýznamnejší jubilantov objav možno pokladať zistenie ultravysokotlakovej metamorfózy v oblasti Pohorje v Slovinsku. Jeho výskum, ktorý vykonával v spolupráci so zahraničnými partnermi, vôbec po prvý raz identifikoval ultravysokotlakové podmienky metamorfózy v ranoalpínskom orogéne Východných Álp. Takáto metamorfóza je dôkazom toho, že kontinentálna kôra bola zavlečená do hĺbky vyše 100 km, čo sa pred niekoľkými rokmi považovalo za takmer nepredstaviteľné. V súčasnosti je však vo svete známych viac takýchto lokalít takmer zo všetkých kolíznych orogénov.

Na záver by som rád Mariánovi pri jeho významnom životnom jubileu zaželal pevné zdravie, ďalšie úspechy v práci a pohodu v súkromnom živote.

I. Broska

Výber publikácií M. Janáka

PITOŇÁK, P. & JANÁK, M., 1983: Beryl – nový minerál v pegmatitoch Nízkych Tatier. *Mineralia Slov., 15, 231–232.*

KORIKOVSKIJ, S. P., CAMBEL, B., MIKLÓŠ, J. & JANAK M 1984: Metamorfizm kristalinikuma Malych Karpat: etapy, zonal'nost svjaz s granitoidami. *Geol Zbor. Geol. carpath., 35, 437–462.*

BROSKA, I. & JANÁK, M., 1985: Akcesorické minerály metapelitov a ich vzťah k metamorfóze v oblasti Záhorskej Bystrice (Malé Karpaty). *In: Akcesorické minerály – ich petrogenetický a metalogenetický význam. Bratislava, GÚDŠ, 101–106.*

JANÁK, M., KAHAN, Š. & JANČULA, D., 1988: Metamorphism of pelitic rocks and metamorphic zones in SW part of Western Tatra Mts. crystalline complexes. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 455–488.*

KRIST, E., KORIKOVSKIJ, S. P., PUTIŠ, M., JANÁK, M. & FARYAD, S. W., 1992: Geology and Petrology of Metamorphic Rocks of the Western Carpathian Crystalline Complexes. *Bratislava, Comenius University Press, 324.*

JANÁK, M., 1994: Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts., Central Western Carpathians: evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe dating of biotite and P-T-t paths. *Geol. Carpath., 45, 293–300.*

JANÁK, M., O'BRIEN, P. J., HURAI, V. & REUTEL, CH., 1996: Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mts., Western Carpathians. *Lithos, 39, 57–79.*

JANÁK, M. & LUPTÁK, B., 1997: Pressure-temperature conditions of the high-grade metamorphism and migmatization in the Malá Fatra (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 48, 1–17*

JANÁK, M., HURAI, V., LUDHOVÁ, L., O'BRIEN, P J. & HORN, E. E., 1999: Dehydration melting and devolatilization of high-grade metapelites. the Tatra Mountains, Western Carpathians. *J. metamorph. geol., 17, 379–396.*

JANÁK, M., PLAŠIENKA, D., FREY, M., COSCA, M., SCHMIDT, S. T., LUPTÁK, B. & MÉRES, Š., 2001: Cretaceous evolution of a metamorphic core complex, the Veporic unit, Western Carpathians (Slovakia): P-T conditions and in situ $^{40}Ar/^{39}Ar$ UV laser probe dating of metapelites. *J. metamorph. geol., 19, 197–216.*

JANÁK, M., FROITZHEIM, N., LUPTÁK, B., VRABEC, M. & KROGH RAVNA, E. J., 2004: First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: Tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. Tectonics, 23, TC5014. doi: 10 1029/2004TC001641

JANÁK, M., FROITZHEIM, N., VRABEC, M. & KROGH RAVNA, E. J., 2006: Ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of garnet peridotites in Pohorje, Eastern Alps. *J. metamorph. geol., 24, 19–31.*

ERRÁTA

V *Mineralii Slovaca* 1/2006 došlo k zámene mena autora fotografie na obálke. Autorom je **RNDr. Ján MADARÁS.**

Redakcia sa autorovi aj čitateľom ospravedlňuje.

Inštrukcie autorom

Všeobecne

1. **Rukopis v dvoch exemplároch a originály obrázkov musia byť zhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca.** V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. **Článok môže mať najviac 30 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek.** Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. **Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine alebo v angličtine.** Abstrakt a skrátený text článku (resumé) sú v angličtine (ak je článok v angličtine, v slovenčine).
4. **Text článku treba poslať redakcii na diskete 3,5" alebo CD spracovaný v editore MS Word (PC) alebo MS Word a QuarkXPress (Mac).**
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie, **že nijaká časť článku ešte nebola publikovaná a originálne sú aj obrázky. Prevzaté obrázky musia byť legalizované získaním práva na opätovné publikovanie (copyright).** Vyhlásenie musí obsahovať meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo a trvalé bydlisko.

Text

1 Úpravu textu včítane zoznamu literatúry treba prispôsobiť súčasnej úprave článkov v časopise.
2. **Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov a v riadku asi 60 znakov.**
3. Abstrakt aj s nadpisom článku treba písať na samostatný list. Má obsahovať hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo vyjadruje už nadpis), má byť bez citácií a nemá mať viac ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na tvorbu anotácií.)
4. **Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.**
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácie.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku alebo obrázok.
7 Text treba členiť nadpismi hlavné písať dostredu a vedľajšie na ľavý okraj strany. Používať možno najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť má autor vyznačiť ceruzkou na ľavom okraji strany takto: 1 — najvyšší, 2 — nižší, 3 — najnižší.
8. V texte uprednostňovať citácie v zátvorke, napr (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988), pred formou .. podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade neuvádzať krstné (rodné) mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek treba označiť ceruzkou na ľavom okraji rukopisu alebo stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr sigma).
11 Pri písaní treba dôsledne rozlišovať pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré sa majú vytlačiť kurzívou, treba v rukopise podčiarknuť vlnovkou.
13. **Pri článkoch písaných v slovenčine treba abstrakt, kľúčové slová a resumé predložiť redakcii aj v angličtine. Názov článku, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek sa predkladajú redakcii v slovenčine aj v angličtine.**

Ilustrácie

1 Ilustrácie musia byť vysokej kvality, majú dokumentovať a vysvetľovať text. **Ilustrácie sa musia pripravovať s vedomím, že budú zmenšené na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (171 mm).** Tomu treba prispôsobiť ich veľkosť a formu resp. zoskupenie. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1 1, ale odporúča sa kresby (perovky) urobiť väčšie, ako budú vytlačené. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písmom (nie verzálkami – veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Obrázky treba popisovať šablónou, nie voľnou rukou. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých 1,6 mm. Ak je článok v slovenčine, popisy v obrázkoch musia byť v slovenčine a pri článkoch v angličtine musia byť aj ilustrácie v angličtine.

Originál (pred zmenšením) môže mať najviac 340 x 210 mm. **Maximálny rozmer ilustrácie vytlačenej v časopise je 170 x 230 mm.** Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.

Obrázky urobené na počítači treba redakcii poslať vytlačené laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI) a tiež pôvodné súbory na diskete 3,5" alebo na CD. **Pri tvorbe obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw),** nepoužívať veľmi tenké čiary (tzv vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni. Neodporúča sa používať softvérové výplne (napr v Corel Draw). Výplne sa musia skladať zo samostatne vysádzaných objektov. Nevhodná je aj rastrová výplň.
2. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
3. Zoskupené obrázky, napr fotografie a diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier
4. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a na lesklom papieri. Je vhodné zmenšiť ich minimálne o 50 %. **Prípadné fotografie vo forme počítačových súborov (vo formáte JPG alebo TIF) musia mať vysoké rozlíšenie, najmenej 300 DPI.**
5. Na všetkých obrázkoch na okraji (na fotografiách na zadnej strane) treba ceruzkou uviesť číslo, meno autora a na fotografiách šípkou aj orientáciu obrázka.
6. Na mapách a profiloch treba používať jednotnú formu vysvetliviek, aká je pri prvom obrázku.
7 Názvy obrázkov a vysvetlivky treba priložiť k textu na osobitnom liste v slovenčine a v angličtine.
8. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
9. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované. Pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať
10. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor

Tabuľky

1 Tabuľky sa píšu na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca (81 mm) alebo na šírku strany (170 mm). Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje sa zaraďujú do tabuľky, iba ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa uvádza na osobitnom liste v slovenčine a v angličtine (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1 V zozname literatúry sa v abecednom poradí uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:

Knižná publikácia
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Bratislava, Alfa, 155.

Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia Slov., 21, 135–142.

Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity In. V Romanov (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Spec. publ. Slov geol. spol., Košice, 203–215.

Manuskript
Radvanský, F , Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR--geofyzika. Manuskript – archív ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves. 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (v knižnej publikácii) cituje názov, údaje a pod iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, v texte sa cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.

V prípade nejasností si možno vyžiadať podrobnosti e-mailom na adrese mineralia@gssr.sk

1

2