41/4/2009
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

Vedecký redaktor – Editor in Chief
ZOLTÁN NÉMETH
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Regionálne centrum Košice
Jesenského 8, 040 01 Košice
zoltan.nemeth@geology.sk

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman
ĽUBOMÍR HRAŠKO
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV Bratislava
Dušan Bodiš, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Igor Broska, Geologický ústav SAV Bratislava
Klement Fordinál, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava
Martin Chovan, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Stanislav Jacko, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava
Juraj Janočko, Fakulta BERG TU Košice
Milan Kohút, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Patrik Konečný, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Ľudovít Kucharič, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Ján Madarás, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Peter Malík, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV Bratislava
Daniel Ozdín, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra Košice
Dušan Plašienka, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Marián Putiš, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra Sp. N. Ves
Ján Soták, Geologický ústav SAV Banská Bystrica
Ladislav Šimon, Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Pavel Uher, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

Zostavovatelia čísla – Editors of the issue
Daniel Ozdín & Zoltán Németh

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúca redakcie – Managing editor
Gabriela Šipošová
gabriela.siposova@geology.sk

Technická redaktorka – Production editor
Alena Wolfová
alena.wolfova@geology.sk

Jazykoví redaktori – Lingual editors
Janka Hrtusová – Zoltán Németh
janka.hrtusova@geology.sk

Redaktorka – Editorial assistent
Mária Dryjová
maria.dryjova@geology.sk

Tlač – Printing
Ladislav Martinský
ladislav.martinsky@geology.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086), EČ 3534/09, vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava. Tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava.
Predplatné v roku 2009 vrátane DPH a poštovného pre jednotlivcov 14,12 € (425,50 Sk), pre členov SGS a geologických asociácií 11,92 € (359,50 Sk), pre organizácie 16,86 € (508,- Sk). Cena jednotlivého čísla je 2,74 € (82,50 Sk) + poštovné, cena dvojčísla je 5,48 € (165,- Sk) + poštovné. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach. Konverzný kurz: 1 € = 30,1260 Sk.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, 055/625 00 43; fax: 055/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail knižnica: secretary.ke@geology.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published quarterly by the State Geological Institute of Dionýz Štúr Bratislava. Subscription for 2009 calendar year: 13,70 € plus postage. Price of one number is 2,74 € plus postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to address of the Editorial office: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Library), Jesenského 8, SK-040 01 Košice, Slovakia. Phone: ++421/55/625 00 46, ++421/55/625 00 43; fax: ++421/55/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail to the library: secretary.ke@geology.sk.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

www.geology.sk/mineralia

MINERALIA SLOVACA
Ročník 41 – 2009
OBSAH

Andráš, P., Lichý, A., Križáni, I. & Rusková, J.: Haldové pole Ľubietová-Podlipa ako zdroj environmentálneho rizika a možnosti využitia ílovej frakcie ako prírodného sorbentu ťažkých kovov 201
Bačík, P.: L. Turanová a M. Bizubová: Geovedné exkurzie na Slovensku. Inovácia didaktických kompetencií (Geovestník, 41, 2) 198
Bačík, P., Pršek, J. & Lipka, J.: Turmalinické horniny v metamorfovaných vulkanicko-sedimentárnych horninách komplexu Jánovho grúňa v okolí Bacúcha (veporikum) 433
Bačová, N.: Význam grafickej analýzy hydrogeochemických dát pri interpretácii pôvodu minerálnych vôd flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát 225
Bačová, N.: K pôvodu minerálnych vôd flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát (Geovestník, 41, 4) 553
Bakos, F., Ferenc, Š. & Žitňan, P.: Hydrotermálna polymetalická mineralizácia na lokalite Velčice-Horné štôlne v Tribeči 103
Bezák, V.: Tektonický štýl širšej oblasti styku tatrika a veporika 275
Bizubová, M.: Kamene. Vydavateľstvo Dajama, 2008, 119 s. (Geovestník, 41, 1) 95
Blišťan, P. & Blišťanová, M.: Prehodnotenie ukazovateľov využiteľnosti ložísk uhlia na aplikáciu podzemného splyňovania (UCG) na príklade ložiska Beladice (Podunajská nížina) 253
Blišťan, P., Grinč, P. & Varga, P.: Prehodnotenie možnosti ďalšieho využitia Striebornej žily – Rožňava 321
Bónová, K., Bačík, P. & Derco, J.: Pyroluzit a ranciéit z jaskyne Skalistý potok (Slovenský kras, východné Slovensko) 511
Broska, I. & Nelišerová, E.: Výstavu *Planéta, na ktorej žijeme*, videlo 49 680 návštevníkov (Geovestník, 41, 3) 341
Burčová, M., Franko, O. & Tkáčik, P.: Minerálne vody v Košiciach (Venované pamiatke Jozefa Frankoviča a Milana Halušku) 243
Derco, J., Tuček, Ľ., Čechovská, K., Németh, Z. & Derco, J. ml.: Závislosť technologických vlastností grafitonosných hornín od stupňa ich metamorfózy 267
Dyda, M.: Odhad reakčných rýchlostí na základe dehydratácie muskovitu a distribúcie veľkostí kryštálov granátov v metapelitoch Malých Karpát 23
Elečko, M.: Prínos RNDr. Jozefa Határa, PhD., k rozvoju slovenskej geológie (Geovestník, 41, 1) 97
Elečko, M.: Zdravica k 75. narodeninám prof. RNDr. Dionýza Vassa, DrSc. (Geovestník, 41, 4) 559
Farkašovský, R. & Németh, Z.: Terénny seminár SGS – Ružínsky kras (Geovestník, 41, 2) 196
Ferenc, Š., Šály, J. & Lepeň, I.: Výskyt alabanditu v Banskej Hodruši (Štiavnické vrchy, Slovenská republika) 179
Hók, J., Pešková, I. & Potfaj, M.: Litostratigrafická náplň a tektonická pozícia drietomskej jednotky (západný úsek bradlového pásma) 313
Chalupová, B.: Rétske žraloky a ryby z fatranského súvrstvia (profil Kardolína, Belianske Tatry, Slovensko) 283
Chovan, M., Madejová, J. & Bačík, P.: SOLIPHA Výskumno-vzdelávacie centrum excelentnosti pre výskum pevnej fázy so zameraním na nanomateriály, environmentálnu mineralógiu a materiálovú technológiu (Geovestník, 41, 1) 85
Chudík, P. & Uher, P.: Minerály skupiny pyrochlóru z granitových pegmatitov Západných Karpát: variácie chemického zloženia a substitučné mechanizmy 159
Ivan, P. & Méres, Š.: Enkláva metamorfitu fácie modrých bridlíc v dobšinskom serpentinitovom lome – dôkaz spojitosti ultrabázického telesa s hačavskou formáciou príkrovu Bôrky 407
Ivan, P., Méres, Š. & Sýkora, M.: Magnezioriebeckit v červených silicitoch a bazaltoch z Jakloviec (jaklovská formácia meliatika) – indikátor iniciálneho štádia vysokotlakovej subdukčnej metamorfózy 419
Jurkovič, Ľ., Ďurža, O. & Slaninka, I.: Geochémia 2008 (Geovestník, 41, 2) 200
Klimko, T., Chovan, M. & Huraiová, M.: Hydrotermálna mineralizácia na antimonitových žilách Spišsko-gemerského rudohoria 115
Koděra, P., Uher, P., Ozdín, D., Kollárová, V. & Lexa, J.: Monticellit, clintonit a hydroxylellestadit-fluorellestadit: vzácne skarnové minerály na Cu-Au porfýrovo-skarnovom ložisku Vysoká – Zlatno (štiavnický stratovulkán) 169
Kohút, M., Siman, P. & Uher, P.: Eurogranity 2008, Korzika: poznatky slovenských účastníkov (Geovestník, 41, 2) 195
Kohút, M., Madarás, J. & Siman, P.: 100 rokov granitu typu Goryczkowa v Tatrách – mýtus a realita (Geovestník, 41, 4) 550
Kollárová, V. & Hračko, Ľ.: Mineralógia a petrológia xenolitov podložia vo vrtoch centrálnej vulkanickej zóny Javoria 457
Kováčová, M., Kondela, J., Chalupová, B., Štrba, Ľ., Vizi, L., Zahradník, L., Gregáňová, M. & Bazarnik, J.: Herlandia 2009 – Medzinárodná konferencia mladých geológov, 10. ročník (Geovestník, 41, 3) 349
Kucharič, Ľ.: II. workshop projektu CO_2 NET EAST – Bratislava 2009 191
Kucharič, Ľ.: Prehľadná geologická mapa Slovenska v mierke 1 : 200 000 uvedená do každodennej praxe (Geovestník, 41, 3) 342

Laurinc, D. & Vozárová, A.: Petrologické a geochemické štúdium pieskovcov štítnického súvrstvia: interpretácia proveniencie 55
Luptáková, J., Biroň, A. & Andráš, P.: Hydrotermálna žilná Pb-Zn sulfidická mineralizácia na lokalite Pernek-Pod Babou (Malé Karpaty): minerály a evolúcia fluíd 477
Madarás, J.: Fórum mladých 2009 – prezentácia odbornej činnosti mladých vedeckých pracovníkov do 35 rokov (Geovestník, 41, 3) 345
Magula, R.: Kto bol Ing. Vojtech Lázár (Geovestník, 41, 4) 560
Majzlan, J.: Rudná mineralizácia na výskyte Rabenstein pri Banskej Hodruši 45
Mesiarkinová, M., Ozdín, D. & Janda, R.: Mineralogické štúdium silicifikovaných driev pri Častkovciach v Malých Karpatoch 503
Michalík, J.: Vyhodnotenie Medzinárodného roku planéty Zem (IYPE): Lisabonská medzinárodná konferencia (Geovestník, 41, 3) 339
Michálek, M. & Putiš, M.: P-T-d vývoj eklogitického metabazitu a neoproterozoickej ortoruly vo fundamente severného veporika centrálnych Západných Karpát 1
Németh, Z.: Nové výsledky geologického výskumu na východnom Slovensku (Geovestník, 41, 1) 89
Németh, Z.: Prednáškové popoludnie SGS a SALG Nové poznatky o geologickej stavbe a surovinovom potenciáli východného Slovenska (Geovestník, 41, 3) 376
Németh, Z.: Deň otvorených dverí v ŠGÚDŠ – RC Košice (Geovestník, 41, 4) 552
Németh, Z., Plašienka, D., Šimon, L., Kohút, M. & Iglárová, Ľ.: 8. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti Nové poznatky o stavbe a vývoji Západných Karpát (Geovestník, 41, 4) 531
Ondrášik, R., Putiš, M., Gajdoš, V., Sulák, M. & Durmeková, T.: Blastomylonitovo-kataklazitové zóny a ich vplyv na svahové deformácie v Lúčanskej Fatre 395
Ondrejka, P.: Analýza vzťahu medzi vypočítaným stupňom stability a pohybovou aktivitou na príklade zosuvu pri Okoličnom 213
Ozdín, D., Bačík, P., Števko, M., Vančová, I. & Chovan, M.: Transkripcia anglických výrazov z problematiky sulfosolí do slovenského jazyka 83
Ozdín, D.: J. Hyršl & P. Korbel, eds.: Tschechien & Slowakei. Mineralien und Fundstellen. Bode Verlag GmbH, Haltern, 576 s. (Geovestník, 41, 2) 198
Ozdín, D., Bačík, P. & Števko, M.: Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2005 – 2008 519
Ozdín, D., Chovan, M. & Bálintová, T.: Chemické zloženie Bi-Te-S minerálov z ložiska Dúbrava v Nízkych Tatrách 493
Petrík, I.: Pemza a bronz. Na pomedzí mytológie a histórie Egejského sveta (Geovestník, 41, 1) 95
Petro, Ľ.: Geologická exkurzia po národných parkoch USA (Geovestník, 41, 4) 554
Plašienka, D.: Správa o činnosti Národného geologického komitétu Slovenskej republiky v rokoch 2005 – 2009 (Geovestník, 41, 4) 528
Plašienka, D.: Práce za roky 2007 – 2008, ktorým sa udeľuje *Cena SGS za najvýznamnejšiu geologickú prácu* (Geovestník, 41, 4) 529
Pršek, J. & Lauko, Ľ.: Hydrotermálna žilná mineralizácia v Zlatej Idke (Spišsko-gemerské rudohorie) 133
Pršek, J., Lauko, Ľ. & Valášková, M.: Andorit VI z antimonitovej mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí (Zlatá Idka, Dobšiná-Tiefengründel) 183
Radvanec, M., Konečný, P., Ondrejka, M., Putiš, M., Uher, P. & Németh, Z.: Granity gemerika ako indikátor extenzie kôry nad neskorovariskou subdukčnou zónou a pri ranoalpínskej riftogenéze (Západné Karpaty): interpretácia podľa veku monazitu a zirkónu datovaného metódou CHIME a SHRIMP 381
Ružička, P. & Vozárová, A.: Aplikácia kalcitovo-dolomitovej solvusovej geotermometrie na stanovenie stupňa metamorfnej rekryštalizácie tuhárskych mramorov 31
Slavkovský, J.: K 90. narodeninám prof. RNDr. Vojtecha Zorkovského (jedného zo zakladateľov Baníckej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach) (Geovestník, 41, 4) 558
Šarinová, K. & Slemenský, O.: Jarositový cement vo fluviálnych pieskoch volkovského súvrstvia na lokalite Hlohovec-tehelňa (neogén, Nitrianska pahorkatina) 67
Šimon, L.: Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2010 (Geovestník, 41, 4) 561
Šimon, L., Kohút, M., Iglárová, Ľ. & Németh, Z.: Spoločný geologický kongres Slovenskej geologickej spoločnosti a Českej geologickej spoločnosti (Geovestník, 41, 4) 525
Šimon, L. & Németh, Z.: Terénny seminár SGS – Najmladšia sopka Putikov vrch (Geovestník, 41, 4) 557
Špánek, P.: Nové trendy hodnotenia ložísk nerastných surovín: aplikácia na ložisko magnezitu Jelšava – Miková 331
Števko, M., Ozdín, D. & Bačík, P.: Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2003 – 2004 73
Števko, M., Pršek, J., Smirnov, A. & Ozdín, D.: Chemické zloženie sulfidov a sulfosolí z ložiska Mária-Margita pri Ochtinej 151
Štohl, J. & Kaličiak, M.: Existujú polymetalické ložiská porfýrového typu? (Geovestník, 41, 1) 87
Tuček, Ľ., Németh, Z., Derco, J., Kovaničová, Ľ., Čechovská, K. & Marčeková, M.: ŠGÚDŠ – ATNS Efektívne ekologické využívanie nerastných surovín a technológie v prospech ochrany životného prostredia (Geovestník, 41, 4) 523
Uher, P., Pršek, J., Chudík, P. & Schmiedt, I.: Alkalický masív Ditrau (Rumunsko): poznatky z terénu (Geovestník, 41, 2) 194
Uher, P., Bačík, P. & Ozdín, D.: Turmalín (magneziofoitit a dravit) v kremennej žile pri Limbachu (Malé Karpaty) 445
Zlinská, A.: Zdravica k životnému jubileu RNDr. Viery Gašparikovej, CSc. (Geovestník, 41, 1) 96
Zlinská, A.: Foraminiferové asociácie z lučenského súvrstvia vrtu FGRk-1 (Rimavská kotlina) 291

MINERALIA SLOVACA
Volume 41 – 2009
CONTENT

Andráš, P., Lichý, A., Križáni, I. & Rusková, J.: Dump-field Ľubietová-Podlipa as a source of environmental risk and possibilities of clay minerals utilization as heavy metal sorbents (Middle Slovakia) 201
Bačík, P.: L. Turanová a M. Bizubová: Geoscientific excursions in Slovakia. Innovation of didactic competences (Geovestník, 41, 2) 198
Bačík, P., Pršek, J. & Lipka, J.: Tourmaline-rich rocks in the metamorphosed volcano-sedimentary rocks of the Jánov grúň Complex in the Bacúch area (Veporic Superunit, Western Carpathians) 433
Bačová, N.: Significance of the graphic analysis of hydrogeochemical data for interpretation of origin of mineral water of Flysch Belt and Foredeep of Western Carpathians 225
Bačová, N.: The origin of mineral water of the Flysch Belt and Foredeep of the Western Carpathians (Geovestník, 41, 4) 553
Bakos, F., Ferenc, Š. & Žitňan, P.: Hydrothermal base-metal mineralization at Velčice-Horné štôlne locality in Tribeč Mts. 103
Bezák, V.: Tectonic style of the wider contact area of the Tatricum and Veporicum 275
Bizubová, M.: Stones. Dajama Publishing, 2008, pp. 119 (Geovestník, 41, 1) 95
Blišťan, P. & Blišťanová, M.: The appraisal of economic indicators of coal deposits for underground coal gasification in the case of Beladice lignite deposit (Danube Basin, Slovakia) 253
Blišťan, P., Grinč, P. & Varga, P.: Reinterpretation of the additional exploitation possibility of the Strieborná žila vein (Rožňava, Slovakia) 321
Bónová, K., Bačík, P. & Derco, J.: Pyrolusite and ranciéite from the Skalistý potok Cave (Slovenský kras Mts., Eastern Slovakia) 511
Broska, I. & Nelišerová, E.: Exhibition "Planet, where we live on" attended by 49 680 visitors (Geovestník, 41, 3) 341
Burčová, M., Franko, O. & Tkáčik, P.: Mineral water at Košice town (Eastern Slovakia) Dedicated to the memory of Jozef Frankovič and Milan Haluška 243
Derco, J., Tuček, Ľ., Čechovská, K., Németh, Z. & Derco, J. ml.: Dependance of technological parameters of graphite-bearing rocks on their metamorphic grade 267
Dyda, M.: Reaction rate estimates based on muscovite dehydration and CSD of garnets in the Malé Karpaty Mts. metapelites 23
Elečko, M.: Contribution of RNDr. Jozef Határ, PhD., to development of Slovak geology (Geovestník, 41, 1) 97
Elečko, M.: Greetings to 75th jubilee of Prof. RNDr. Dionýz Vass, DrSc. (Geovestník, 41, 4) 559
Farkašovský, R. & Németh, Z.: SGS field seminary: Ružín karst (Eastern Slovakia) (Geovestník, 41, 2) 196
Ferenc, Š., Šály, J. & Lepeň, I.: Occurrence of alabandite in Banská Hodruša (Štiavnické vrchy Mts., Slovak Republic) 179
Hók, J., Pešková, I. & Potfaj, M.: Lithostratigraphy and tectonic position of the Drietoma Unit (Western part of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians) 313
Chalupová, B.: Rhaetian *Chondrichthyes* and *Osteichthyes* remains from the Fatra Fm. (Kardolína section, Belianske Tatry Mts., Slovakia) 283
Chovan, M., Madejová, J. & Bačík, P.: SOLIPHA Research-education Centre of Excelence for investigation of solid phase focussed on nanomaterials, environmental mineralogy and material technology (Geovestník, 41, 1) 85
Chudík, P. & Uher, P.: Pyrochlore group minerals from the granitic pegmatites of the Western Carpathians: Compositional variations and substitution mechanisms 159
Ivan, P. & Méres, Š.: Blueschist enclave in the Dobšiná serpentinite quarry: The evidence of the relation of the ultrabasic body to the Hačava Fm. of the Bôrka nappe (Meliatic Unit, Slovakia) 407
Ivan, P., Méres, Š. & Sýkora, M.: Magnesioriebeckite in red cherts and basalts (Jaklovce Fm. of the Meliatic Unit, Western Carpathians): An indicator of initial stage of the high-pressure subduction metamorphism 419
Jurkovič, Ľ., Ďurža, O. & Slaninka, I.: Geochemistry 2008 (Geovestník, 41, 2) 200
Klimko, T., Chovan, M. & Huraiová, M.: Hydrothermal mineralization of stibnite veins in the Spiš-Gemer Ore Mts. 115
Koděra, P., Uher, P., Ozdín, D., Kollárová, V. & Lexa, J.: Monticellite, clintonite and hydroxylellestadite to fluorellestadite: Rare skarn minerals of the Vysoká – Zlatno Cu-Au porphyry-skarn deposit (Štiavnica stratovolcano, Slovakia) 169
Kohút, M., Siman, P. & Uher, P.: Eurogranites 2008, Corsica: Report of Slovak participants (Geovestník, 41, 2) 195
Kohút, M., Madarás, J. & Siman, P.: Centenary of the Goryczkowa granite type (Tatra Mts.): The myth and reality (Geovestník, 41, 4) 550
Kollárová, V. & Hračko, Ľ.: Mineralogy and petrology of the basement xenoliths in the boreholes from the Central Volcanic Zone of the Javorie Mts. 457
Kováčová, M., Kondela, J., Chalupová, B., Štrba, Ľ., Vizi, L., Zahradník, L., Gregáňová, M. & Bazarnik, J.: Herlandia 2009 – 10th International conference of young geologists, Herľany 2. – 4. 4. 2009 (Geovestník, 41, 3) 349
Kucharič, Ľ.: 2nd CO_2NET EAST workshop, Bratislava 2009 191
Kucharič, Ľ.: General geological map of Slovakia at a scale 1 : 200 000 introduced into everyday practice (Geovestník, 41, 3) 342
Laurinc, D. & Vozárová, A.: Petrological and geochemical study of sandstone of the Štítnik Formation: Interpretation of the provenance 55

Luptáková, J., Biroň, A. & Andráš, P.: Hydrothermal vein Pb-Zn sulphide mineralization in the Pernek-Pod Babou locality, the Malé Karpaty Mts. (SW Slovakia): Minerals and fluid evolution 477
Madarás, J.: Forum of Young Scientists 2009 held in State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava (Geovestník, 41, 3) 345
Magula, R.: The personality of Ing. Vojtech Lázár (Geovestník, 41, 4) 560
Majzlan, J.: Ore mineralization at the Rabenstein occurrence near Banská Hodruša, Slovakia 45
Mesiarkinová, M., Ozdín, D. & Janda, R.: Mineralogical study of petrified woods at the Častkovce in Malé Karpaty Mts. (Western Slovakia) 503
Michalík, J.: Recapitulation of the International Year of Planet Earth, Present for the Future (Geovestník, 41, 3) 339
Michálek, M. & Putiš, M.: P-T-d evolution of eclogitic metabasite and Neoproterozoic orthogneiss in the North-Veporic basement of the central Western Carpathians 1
Németh, Z.: New results of geological investigation in Eastern Slovakia (Geovestník, 41, 1) 89
Németh, Z.: SGS and SALG seminary: New knowledge of geological setting and raw-material potencial in Eastern Slovakia (Geovestník, 41, 3) 376
Németh, Z.: Doors Open Day in the State Geological Institute of D. Štúr – Regional Centre Košice (Geovestník, 41, 4) 552
Németh, Z., Plašienka, D., Šimon, L., Kohút, M. & Iglárová, Ľ.: 8th Annual Seminary of the Slovak Geological Society New knowledge about geological setting and evolution of Western Carpathians (Geovestník, 41, 4) 531
Ondrášik, R., Putiš, M., Gajdoš, V., Sulák, M. & Durmeková, T.: Blastomylonitic-cataclastic zones and their influence on slope deformations in the Lúčanská Fatra Mountains 395
Ondrejka, P.: Analysis of the relation between calculated degree of slope stability and kinetic activity of the landslide Okoličné (Liptovský Mikuláš district, Slovakia) 213
Ozdín, D., Bačík, P., Števko, M., Vančová, I. & Chovan, M.: Transcript of English vocable from sulfosalt systematics into Slovak language 83
Ozdín, D.: J. Hyršl & P. Korbel, eds.: Tschechien & Slowakei. Mineralien und Fundstellen. Bode Verlag GmbH, Haltern, 576 s. (Geovestník, 41, 2) 198
Ozdín, D., Bačík, P. & Števko, M.: New minerals approved by IMA and published in years 2005 – 2008 519
Ozdín, D., Chovan, M. & Bálintová, T.: Chemical composition of Bi-Te-S minerals from the Dúbrava deposit in the Nízke Tatry Mts. 493
Petrík, I.: Pumice and bronze. At the boundary of mythology and history of Aegean world (Geovestník, 41, 1) 95
Petro, Ľ.: Geological excursion in the U. S. National parks (Geovestník, 41, 4) 554
Plašienka, D.: Report about activities of the National Geological Committee of the Slovak Republic in 2005 – 2009 (Geovestník, 41, 4) 528
Plašienka, D.: Price of the Slovak Geological Society for the most important geological publication in 2007 – 2008 (Geovestník, 41, 4) 529
Pršek, J. & Lauko, Ľ.: Hydrothermal vein mineralization at Zlatá Idka (Spiš-Gemer Ore Mts.) 133
Pršek, J., Lauko, Ľ. & Valášková, M.: Andorite VI from stibnite mineralization in the Spiš-Gemer Ore Mts. (Zlatá Idka, Dobšiná-Tiefengründel localities) 183
Radvanec, M., Konečný, P., Ondrejka, M., Putiš, M., Uher, P. & Németh, Z.: The Gemeric granites as an indicator of the crustal extension above the Late-Variscan subduction zone and during the Early Alpine riftogenesis (Western Carpathians): An interpretation from the monazite and zircon ages dated by CHIME and SHRIMP methods 381
Ružička, P. & Vozárová, A.: Application of the calcite-dolomite solvus geothermometry for determination of the metamorphic grade of Tuhár marbles 31
Slavkovský, J.: Greetings to 90th jubilee of Prof. Vojtech Zorkovský (Geovestník, 41, 4) 558
Šarinová, K. & Slemenský, O.: The jarosite cement in the fluvial sand of the Volkovce Fm. in the locality Hlohovec-brickyard (Neogene, Nitrianska pahorkatina Upland, Slovakia) 67
Šimon, L.: Significant jubilees of the members of the Slovak Geological Society in 2010 (Geovestník, 41, 4) 561
Šimon, L., Kohút, M., Iglárová, Ľ. & Németh, Z.: Joint Geological congress of the Slovak Geological Society and the Czech Geological Society (Geovestník, 41, 4) 525
Šimon, L. & Németh, Z.: SGS field seminary: The youngest volcano Putikov vrch (the Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia) (Geovestník, 41, 4) 557
Špánek, P.: New trends in mineral deposits evaluation: Case study in Jelšava–Miková magnesite deposit (Slovakia) 331
Števko, M., Ozdín, D. & Bačík, P.: New minerals published in 2003 – 2004 73
Števko, M., Pršek, J., Smirnov, A. & Ozdín, D.: Chemical composition of sulphides and sulphosalts from Mária-Margita deposit near Ochtiná 151
Štohl, J. & Kaličiak, M.: May we apply the term "Base metal porphyry deposits"? (Geovestník, 41, 1) 87
Tuček, Ľ., Németh, Z., Derco, J., Kovaničová, Ľ., Čechovská, K. & Marčeková, M.: ŠGÚDŠ – ATNS Effective ecological use of raw material and technologies contributing to environmental protection (Geovestník, 41, 4) 523
Uher, P., Pršek, J., Chudík, P. & Schmiedt, I.: Alkaline massif Ditrau (Romania): Field correlation (Geovestník, 41, 2) 194
Uher, P., Bačík, P. & Ozdín, D.: Tourmaline (magnesiofoitite and dravite) in quartz vein near Limbach, Malé Karpaty Mts. (Slovakia) 445
Zlinská, A.: Congratulation to life jubilee of RNDr. Viera Gašpariková, CSc. (Geovestník, 41, 1) 96
Zlinská, A.: Foraminiferal associations from the Lučenec Formation in borehole FGRk-1 (Rimavská kotlina Basin, Slovakia) 291

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Radvanec, M., Konečný, P., Ondrejka, M., Putiš, M., Uher, P. & Németh, Z.
Granity gemerika ako indikátor extenzie kôry nad neskorovariskou subdukčnou zónou a pri ranoalpínskej riftogenéze (Západné Karpaty): interpretácia podľa veku monazitu a zirkónu datovaného metódou CHIME a SHRIMP
The Gemeric granites as an indicator of the crustal extension above the Late-Variscan subduction zone and during the Early Alpine riftogenesis (Western Carpathians): An interpretation from the monazite and zircon ages dated by CHIME and SHRIMP methods 381

Ondrášik, R., Putiš, M., Gajdoš, V., Sulák, M. & Durmeková, T.
Blastomylonitovo-kataklazitové zóny a ich vplyv na svahové deformácie v Lúčanskej Fatre
Blastomylonitic-cataclastic zones and their influence on slope deformations in the Lúčanská Fatra Mts. 395

Ivan, P. & Méres, Š.
Enkláva metamorfitu fácie modrých bridlíc v dobšinskom serpentinitovom lome – dôkaz spojitosti ultrabázického telesa s hačavskou formáciou príkrovu Bôrky
Blueschist enclave in the Dobšiná serpentinite quarry: The evidence of the relation of the ultrabasic body to the Hačava Fm. of the Bôrka nappe (Meliatic Unit, Slovakia) 407

Ivan, P., Méres, Š. & Sýkora, M.
Magnezioriebeckit v červených silicitoch a bazaltoch z Jakloviec (jaklovská formácia meliatika) – indikátor iniciálneho štádia vysokotlakovej subdukčnej metamorfózy
Magnesioriebeckite in red cherts and basalts (Jaklovce Fm. of the Meliatic Unit, Western Carpathians): An indicator of initial stage of the high-pressure subduction metamorphism 419

Bačík, P., Pršek, J. & Lipka, J.
Turmalinické horniny v metamorfovaných vulkanicko-sedimentárnych horninách komplexu Jánovho grúňa v okolí Bacúcha (veporikum)
Tourmaline-rich rocks in the metamorphosed volcano-sedimentary rocks of the Jánov grúň Complex in the Bacúch area (Veporic Superunit, Western Carpathians) 433

Uher, P., Bačík, P. & Ozdín, D.
Turmalín (magneziofoitit a dravit) v kremennej žile pri Limbachu (Malé Karpaty)
Tourmaline (magnesiofoitite and dravite) in quartz vein near Limbach, Malé Karpaty Mts. (Slovakia) 445

Kollárová, V. & Hraško, Ľ.
Mineralógia a petrológia xenolitov podložia vo vrtoch centrálnej vulkanickej zóny Javoria
Mineralogy and petrology of the basement xenoliths in the boreholes from the Central Volcanic Zone of the Javorie Mts. 457

OBÁLKA: Agregáty sýtomodrých kryštálov mrázekitu z Ľubietovej (ložisko Podlipa, halda Dolnej štôlne Ladislav). Šírka záberu je 2 mm. Foto a zbierka: D. Ozdín, Bratislava.

COVER: Aggregates of dark blue crystals of mrázekite from the Ľubietová locality (Podlipa deposit, waste dump of Dolná Ladislav adit). Field of view is 2 mm. Photo and collection: D. Ozdín, Bratislava.

Luptáková, J., Biroň, A. & Andráš, P.
Hydrotermálna žilná Pb-Zn sulfidická mineralizácia na lokalite Pernek-Pod Babou (Malé Karpaty): minerály a evolúcia fluíd
Hydrothermal vein Pb-Zn sulphide mineralization in the Pernek-Pod Babou locality, the Malé Karpaty Mts. (SW Slovakia): Minerals and fluid evolution 477

Ozdín, D., Chovan, M. & Bálintová, T.
Chemické zloženie Bi-Te-S minerálov z ložiska Dúbrava v Nízkych Tatrách
Chemical composition of Bi-Te-S minerals from the Dúbrava deposit in the Nízke Tatry Mts. 493

Mesiarkinová, M., Ozdín, D. & Janda, R.
Mineralogické štúdium silicifikovaných driev pri Častkovciach v Malých Karpatoch
Mineralogical study of petrified woods at the Častkovce in Malé Karpaty Mts. (Western Slovakia) 503

Bónová, K., Bačík, P. & Derco, J.
Pyroluzit a ranciéit z jaskyne Skalistý potok (Slovenský kras, východné Slovensko)
Pyrolusite and ranciéite from the Skalistý potok Cave (Slovenský kras Mts., Eastern Slovakia) 511

Ozdín, D., Bačík, P. & Števko, M.
Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2005 – 2008
New minerals approved by IMA and published in years 2005 – 2008 519

GeoVestník

Tuček, Ľ., Németh, Z., Derco, J., Kovaničová, Ľ., Čechovská, K. & Marčeková, M.
ŠGÚDŠ – ATNS
Efektívne ekologické využívanie nerastných surovín a technológie v prospech ochrany životného prostredia
ŠGÚDŠ – ATNS
Effective ecological use of raw material and technologies contributing to environmental protection 523

Šimon, L., Kohút, M., Iglárová, Ľ. & Németh, Z.
SGK 2009
Spoločný geologický kongres Slovenskej geologickej spoločnosti a Českej geologickej spoločnosti
SGK 2009
Joint Geological congress of the Slovak Geological Society and the Czech Geological Society 525

Plašienka, D.
Správa o činnosti Národného geologického komitétu Slovenskej republiky v rokoch 2005 – 2009
Report about activities of the National Geological Committee of Slovak the Republic in 2005 – 2009 528

Plašienka, D.
Práce za roky 2007 – 2008, ktorým sa udeľuje *Cena SGS za najvýznamnejšiu geologickú prácu*
Price of the Slovak Geological Society for the most important geological publication in 2007 – 2008 529

SEMINÁR – SEMINARY

Németh, Z., Plašienka, D., Šimon, L., Kohút, M. & Iglárová, Ľ.
8. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti
8th Annual Seminary of the Slovak Geological Society 531

Kohút, M., Madarás, J. & Siman, P.
100 rokov granitu typu Goryczkowa v Tatrách – mýtus a realita
Centenary of the Goryczkowa granite type (Tatra Mts.): The myth and reality 550

Németh, Z.
Deň otvorených dverí v ŠGÚDŠ – RC Košice
Doors Open Day in the State Geological Institute of D. Štúr – Regional Centre Košice 552

Bačová, N.
K pôvodu minerálnych vôd flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát
The origin of mineral water of the Flysch Belt and Foredeep of the Western Carpathians 553

Petro, Ľ.
Geologická exkurzia po národných parkoch USA
Geological excursion in the U. S. National parks 554

Šimon, L. & Németh, Z.
Terénny seminár SGS – Najmladšia sopka Putikov vrch
SGS field seminary: The youngest volcano Putikov vrch (the Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia) 557

KRONIKA – JUBILEE

Slavkovský, J.
K 90. narodeninám prof. RNDr. Vojtecha Zorkovského (jedného zo zakladateľov Baníckej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach)
Greetings to 90th jubilee of Prof. RNDr. Vojtech Zorkovský 558

Elečko, M.
Zdravica k 75. narodeninám prof. RNDr. Dionýza Vassa, DrSc.
Greetings to 75th jubilee of Prof. RNDr. Dionýz Vass, DrSc. 559

Magula, R.
Kto bol Ing. Vojtech Lázár
The personality of Ing. Vojtech Lázár 560

Šimon, L.
Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2010
Significant jubilees of the members of the Slovak Geological Society in 2010 561

Redakčný oznam – predplatné na rok 2010
Notice of editorial office – Subscription for 2010 calendar year. 561

Plán činnosti SGS na rok 2010
Plan of activities of the Slovak Geological Society in 2010 562

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 381 – 394
ISSN 0369-2086

Granity gemerika ako indikátor extenzie kôry nad neskorovariskou subdukčnou zónou a pri ranoalpínskej riftogenéze (Západné Karpaty): interpretácia podľa veku monazitu a zirkónu datovaného metódou CHIME a SHRIMP

MARTIN RADVANEC[1], PATRIK KONEČNÝ[1], MARTIN ONDREJKA[2], MARIÁN PUTIŠ[2], PAVEL UHER[2] a ZOLTÁN NÉMETH[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; martin.radvanec@geology.sk
[2]Prírodovedecká fakulta UK, 842 15 Bratislava

The Gemeric granites as an indicator of the crustal extension above the Late-Variscan subduction zone and during the Early Alpine riftogenesis (Western Carpathians): An interpretation from the monazite and zircon ages dated by CHIME and SHRIMP methods

The study compares the time constraints and geotectonic background of the origin of S- and A-type granites in the Gemeric region over the "southern hot line" in localities Betliar, Guľapalag and Humel and "northern hot line" in localities Súľová and Delava. The Turčok granite was searched as a separately located body. The age of granite was determined by means of the monazite, uraninite and zircon ages.

The thermal regime during the crust melting and the origin of association of S-type Lower to Middle Permian granites in the Gemeric region is related with the magmatic processes and extension regime in the crust above subduction zone inclined to the north. The extension in the upper crust during the culmination of subduction was accompanied by the heat ascent in two parallel "hot lines" trending E – W. Later, due to collapse of the late-Variscan accretion prism and delamination, the beginning of the Neo-Tethyan continental rifting in the Middle, but mainly in Upper Permian occurred. This later phase was accompanied with the ascent of A-type granites.

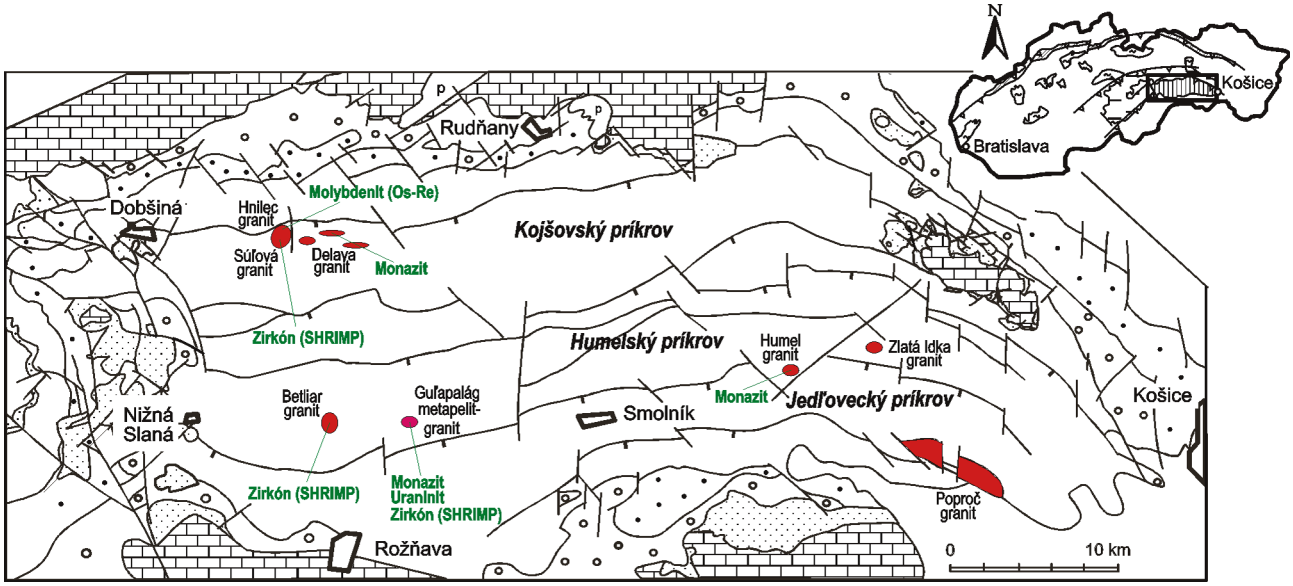
Key words: geochronology, monazite, uraninite and zircon ages, granite, hot line, Gemericum, Western Carpathians

Úvod

Predmetom štúdie je rekonštrukcia časového vývoja a geotektonického pozadia vzniku granitov typu S a typu A v oblasti gemerika. Granity typu S sme na lokalitách Betliar, Humel, Delava, Hnilec a Súľová datovali na monazite. Tieto veky sme porovnávali s vekmi zirkónov v granite Betliar a Súľová. Na lokalite Guľapalag sme vek metamorfne segregovaného metasedimentu („metatektického granitu") zisťovali na monazite, uraninite a zirkóne. Veky monazitu a uraninitu z tejto horniny sme do našej štúdie prevzali z práce Radvanca et al. (2007). Zistené veky granitov typu S sme porovnávali s vekmi zirkónu v type A granitu Turčok. Vznik granitov, ich rozmiestnenie, pozíciu a vek vzťahujeme na lineárne zóny so zvýšeným teplotným gradientom vo fundamente gemerika („horúce línie" podľa Radvanca et al., 2007).

Granity typu S a typu A gemerika – prehľad poznatkov o genéze a veku

Prvé petrografické poznatky o gemerických granitových telesách publikovali Ončáková (1954), Kamenický a Kamenický (1955), Gubač (1977) a Kamenický a Dianiška (in Malachovský, 1983). Charakteristická je zonálna stavba granitových telies – na povrchu je leukokratný muskovitický až muskoviticko-turmalinický granit, hlbšie biotiticko-muskovitický a napokon biotitický granit. Časté sú porfýrické fácie granitu až granitového porfýru, napríklad na lokalite Betliar a Delava. Známe telesá granitu sa odlišujú zastúpením spomenutých typov a intenzitou postmagmatických premien (l. c.). Medzi ne patria albiticko-mikroklínové a albitické „metasomatity", ako aj „greiseny" s Sn mineralizáciou (Drnzík, 1982; Grecula et al., 1995). V apofýze hnileckého granitu prevláda kremeň v asociácii s turmalínom, albitom, kasiteritom, kalcitom, ankeritom, Mn ankeritom, kutnahoritom, rodochrozitom a hrubými lupeňmi svetlej sľudy. V tejto apofýze tvorí turmalín masívne radiálne agregáty v kremeňovom matrixe veľké do 50 cm (Drnzík, 1982; Jiang, S.-Y. et al., 2008). Okrem vysokotermálnej (kasiterit, molybdenit – Re-Os datovanie 264 – 262 mil. r. – Kohút a Stein, 2005) mineralizácie sa s granitmi spájali aj ďalšie typy žilného hydrotermálneho zrudnenia (Grecula et al., 1995), pričom granity a hydrotermálna mineralizácia sa dávali do vzťahu s variskou metamorfózou (Grecula et al., 1995; Radvanec et al., 2004, 2007; Žák et al., 2005; Kohút



Obr. 1. Datované minerály v granitoch na tektonickej schéme gemerika podľa Greculu et al. (2009). Granit typu S na lokalitách Súľová, Hnilec a Delava ako súčasť kojšovského príkrovu vznikol na „severnej horúcej línii". Granit typu S na lokalitách Betliar a Humel a metamorfne diferencovaný metapelit na lokalite Guľapalag patria do humelského príkrovu a vznikli na „južnej horúcej línii".

Fig. 1. Dated minerals of granite and the occurrence of granite in tectonic scheme of Gemericum according to Grecula et al. (2009). The granite of S-type in localities Súľová, Hnilec and Delava in the Kojšov nappe originated along the "northern hot line". Granite of S-type in localities Betliar, Humel and the occurrence of metamorphic differentiated metapelite-"granite" in locality Guľapalag originated in the Humel nappe on the "southern hot line".

a Stein, 2005). Prítomnosť Mn-Fe karbonátov s turmalínom a kasiteritom v apofýze hnileckého granitu (Jiang, S.-Y. et al., 2008) a prítomnosť Mn-Fe karbonátov s turmalínom v matrixe segregovaného metapelitu na lokalite Guľapalag (Radvanec et al., 2007) toto vzájomné genetické spojenie potvrdzuje.

Podľa chemickej klasifikácie patria gemerické granity medzi „alkalické granity". Majú vysoký obsah SiO_2 (73 až 78 hm. %) a výrazne peraluminózny charakter (Shandov index – A/CNK = 1,2 – 1,6) s nízkou koncentráciou Sr, Ba, Zr a V (Tauson et al., 1977; Petrík a Kohút, 1997; Broska a Uher, 2001). Gemerické granity patria k špecifickému typu S s vysokým iniciálnym pomerom I_{Sr} = 0,711 9 – 0,714 4 (Kovách et al., 1979, 1986). Negatívna hodnota $\varepsilon_{Nd(i)}$ = –4,6 a zvýšené hodnoty $\delta^{18}O_{(SMOV)}$ = 10 ‰ a $\delta^{34}S_{(CDT)}$ = 4,48 ‰ indikujú, že granity vznikli pretavením kontinentálnych kôrových zdrojov (Cambel et al., 1989; Kohút et al., 1999, 2001; Kohút a Recio, 2002).

Na kontakte granitu s hosťujúcimi horninami sa nenachádzajú typické kontaktnometamorfné aureoly a miestami je možné pozorovať takmer plynulé prechody z metapelitu biotitovej zóny nízkotlakovej metamorfózy cez segregovaný metapelit (s obsahom K živca a albitu až oligoklasu) až do granitu. Tieto „granitizované" horniny majú rôzny protolit. Príčinou prechodov je lokálny vývoj synmetamorfných mobilizátov vo forme kremenno-živcových segregátov („pseudomigmatitov") v metasedimente, metapsamite a metavulkanite na exokontaktoch okolo granitu a tiež mimo neho. Tieto horniny majú textúrne a mikroštruktúrne znaky, ako je mikrografické prerastanie K živca s albitom a kremeňom, napríklad na lokalitách Rožňava – Turecká, Uhorná, Bystrý potok, Betliar, Guľapalag, Majerská dolina, Hrelichov potok, Dlhá dolina a inde (Grecula et al., 1995, 2009; Radvanec et al., 2004, 2007), a miestami pripomínajú štruktúry záverečnej fázy kryštalizácie eutektických tavenín. Vplyv regionálnej metamorfózy a zároveň magmatický zdroj bóru zaznamenal turmalín, ktorý kryštalizoval v metapelite „biotitovej a chloritovej zóny" regionálnej metamorfózy v exokontakte granitového telesa Hnilec. Turmalín má zmiešaný magmatický a metamorfogénny zdroj izotopu bóru B^{11} (Jiang, S.-Y. et al., 2008). Hoci sa časť gemerických granitov javí aj podľa niektorých prieskumných prác ako „in situ metatektický granit", ako výsledný produkt variskej metamorfózy a metamorfnej diferenciácie-segregácie, typické anatektické migmatity v okolí granitových telies chýbajú (Grecula, 1982; Grecula et al., 1989; Radvanec et al., 2007). Geologická situácia nezodpovedá klasickému modelu tavenia synkolízne zhrubnutej kôry počas jej extenzného kolapsu, keď vznikajú rozsiahle zóny anatektických migmatitov, ako ich poznáme napr. z tatrického kryštalinika (Krist et al., 1992 a citácie v tejto publikácii). Hoci proces neskorovariskej prográdnej regionálnej metamorfózy prebiehal pri vysokom teplotnom gradiente, ktorý dosahoval postupne až 40 – 60 °C/km, vzťahuje sa najmä na postkolíznu extenziu v akrečnej prizme orogénu, akou je fundament gemerika (Grecula et al., 1995; Radvanec et al., 2007; Putiš et al., 2009).

Podľa K-Ar a Rb-Sr rádiometrického datovania metamorfitov, granitov (Kovách et al., 1981; Kantor a Rybár, 1979), ako aj rúd a podľa faciálnej analýzy sedimentov sa variský orogén od spodného karbónu do vrchného permu vyznačoval aktmi kompresie/transpresie s nevýrazným

zhrubnutím akrečnej prizmy v celom profile kontinentálnej kôry. Po nich nasledovalo postkolízne odstrešovanie a extenzia (Radvanec et al., 2007). Z charakteru metamorfózy usudzujeme, že metamorfóza kulminovala uvoľnením kompresno-transpresného napätia za sprievodného uvoľnenia fluíd. Tým pri poklese tlaku v teplotnom vrchole metamorfózy mohlo nastať aj lokálne čiastočné tavenie, okrem synmetamorfnej diferenciácie (kremenno-živcovej segregácie) prevažne metapelitického protolitu v okolí intruzívnych granitických telies. Variské udalosti sa začali kolíziou, pričom kompresno-transpresný režim vystriedala dlhodobá extenzia. Tá umožnila parciálne tavenie kôry (a plášťa) len v oblasti výstupu tepla v „horúcich líniách" (Radvanec et al., 2004, 2007) nad subdukčnou zónou. Výstup tepla spôsobil vznik dvoch typov granitov, ktoré predstavujú: a) intruzívne telesá, b) sekundárne metatektické „granity".

Na vek kryštalizácie a primárnej solidifikácie gemerických granitov boli dlhý čas dva odlišné názory. Na základe prvých datovaní metódou K-Ar (Kantor, 1957; Bagdasarjan et al., 1977; Kantor a Rybár, 1979) ho väčšina autorov pokladala za alpínsky – kriedový. Na základe týchto prvých „absolútnych" K-Ar datovaní svetlej sľudy z betliarskeho granitu Andrusov (1958) považoval kriedový vek za jednoznačné vyriešenie problému veku „gemeridných žúl". Neskôr sa zistilo, že prvé výsledky datovania neboli jednoznačné. Novšie výsledky datovania pomocou K-Ar metódy, ale najmä Rb-Sr izochrónové datovanie, preukázali alpínske (najmä jurské), ale aj hercýnske (karbónske až permské) veky granitov gemerika v širokom intervale od zhruba 140 do 350 mil. r. (Kantor, 1959; Kovách et al., 1979, 1986; Cambel et al., 1989). Postupné hromadenie údajov o veku granitov a vývoj metodiky K-Ar a Rb-Sr datovania ukázali, že alpínske veky nereprezentujú vek primárnej magmatickej solidifikácie gemerických granitov, ale naložené procesy, ktorými boli tieto granity prepracované počas alpínskej tektonometamorfózy.

Ďalšou etapou, ktorá rozšírila datovanie granitu, sú U-Th-Pb metódy datovania zirkónu a monazitu. Výsledky datovania monazitu pomocou chemického zloženia, ktoré je odvodené od presnej chemickej analýzy na elektrónovom mikroanalyzátore, preukázali permský vek v intervaloch 272 ± 11, 276 ± 13 a 273 ± 13 mil. r. (Finger a Broska, 1999). Permský až permsko-triasový vek (273 ± 30, 250 ± 18 a 246 ± 5 mil. r.) poskytlo aj izotopové datovanie zirkónu (Poller et al., 2002). Permský vek gemerských granitov sa exaktne preukázal aj Re-Os datovaním molybdenitu z asociujúcej Sn-W-Mo greisenovej mineralizácie na exokontakte granitu Hnilca (Kohút a Stein, 2005).

Minerálne zloženie datovaných hornín

Minerálnu asociáciu telesa granitu Humel zastupuje kremeň, mikroklín, sericitizovaný plagioklas, biotit, lokálne chloritizovaný, s hojnými uzavreninami zirkónu, tiež muskovit a sporadicky sa vyskytujúci granát. Základná minerálna asociácia ostatných datovaných granitov je veľmi podobná.

Metagranit z lokality Turčok má zachovanú metamorfnú foliáciu s lepido-granoblastickou štruktúrou a s fenokrystami K živca (5 mm), pertiticky sa prerastajúcimi s albitom, svetlej sľudy, muskovitu a alotriomorfného, lokálne hypidiomorfného, undulózne zhášajúceho kremeňa. Biotit (annit) tvorí alotriomorfne obmedzené zrná, čiastočne chloritizované. Ranomagmatický biotit sa vyskytuje vo forme inklúzií v zirkóne a je obohatený o Mg, kým neskoromagmatický biotit v základnej hmote je obohatený o Fe (Uher et al., 2009).

Na lokalite Guľapalag sme datovali monazit, uraninit a zirkón v metapelite, ktorý bol metamorfovaný v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy. V pelitickom matrixe sa vyskytovali početné litoklasty kremeňa veľké do 5 mm a zaberajúce 10 – 20 % objemu horniny. Klasty kremeňa majú zrnitosť psamitu a počas metamorfózy boli pasívnou zložkou matrixu. Ostatné komponenty milimetrových rozmerov vznikli rekryštalizáciou a metatektickou segregáciou metapelitickej časti protolitu a reprezentujú ich metamorfogénne agregáty a porfyroblasty. Porfyroblasty tvorí K živec a albit (mikropertit), prevahu má K živec a novotvorený kremeň. V novotvorených porfyroblastoch sa K živec a albit často mikrograficky prerastajú s kremeňom. Podobné textúrne znaky vznikajú aj pri čiastočnom tavení (Radvanec et al., 2007), ale aj ako synmetamorfné segregáty. V našom prípade to určite nie je klasický vývoj granitov typu S s restitmi sillimanitického melanosómu v zónach parciálno-anatektických migmatitov, ako ich poznáme napr. z tatrických jadier Suchého a Malej Magury alebo z Ďumbierskych Tatier (Krist et al., 1992). Čiastočne segregovaný metapelit s náznakmi textúry „granitu" obsahuje okrem uvedených minerálov svetlú sľudu, biotit, chlorit, ilmenit, apatit, rutil a turmalín. Sporadicky sa v nej vyskytuje zonálny granát ($Sps_{66}Alm_{23}Grs_{11}$-stred; $Sps_{26}Alm_{22}Grs_{54}$--okraj), titanit, turmalín, epidot, andezín, aktinolit, pyrit, allanit, Mn siderit a kalcit (Radvanec et al., 2007).

Metodický postup datovania monazitu a zirkónu

Vek monazitu v granite a na lokalite Guľapalag aj v segregovanom metapsamite („granite"), ako aj uraninitu sme zisťovali pomocou bodových chemických analýz na prístroji CAMECA SX 100 (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava). Vo výbruse sme merali všetky zrná a zóny monazitu a uraninitu s veľkosťou viac ako 3 μm. Datovanie je založené na prirodzenom rádioaktívnom rozpade Th a U. V hornine sa tieto prvky prednostne viažu v štruktúre monazitu a uraninitu. Zistenie, že obsah Pb je v ranom štádiu rastu monazitu a uraninitu veľmi nízky až nulový (Parrish, 1990), umožňuje využiť absolútnu koncentráciu Pb na určenie ich veku. Pb akumulované počas geologicky významného veku môže za určitých podmienok dosiahnuť koncentráciu detegovateľnú na elektrónovom mikroanalyzátore. Kombinácia dvoch faktorov – iniciálneho obsahu Th a U a času rozpadu – určuje výsledný obsah Pb. To znamená, že aj relatívne mladé (alpínske) monazity môžeme hodnoverne datovať v prípade vyššej koncentrácie Th a U.

Výber vhodných meracích podmienok vyplýva zo zamerania na meranie stopovej koncentrácie Pb. Podmienky merania – urýchľovacie napätie 15 KV, vzorkový prúd 100

až 130 nA, merací čas 120 – 150 s, priemer elektrónového lúča 3 – 7 mm – sú dostatočné na detegovanie nízkej koncentrácie Pb, ako aj ostatných prvkov. Kratší merací čas, 40 a 80 s, sa aplikoval na meranie Th, 20 – 40 s na REE a Y, 15 – 30 s na P, Ca, S, Si a Al. Prvky dôležité pre datovanie Th, U, Pb a Y sa merali pomocou veľkých LPET kryštálov, ktoré sú približne 3 – 4-krát citlivejšie ako konvenčne používané menšie kryštály. Na kalibrovanie aj meranie sa využili nasledujúce štandardy a čiary: wollastonit (Si Kα, Ca Kα), Al_2O_3 (Al Kα), fayalit (Fe Kα), $SrTiO_3$ (Sr 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), $GdPO_4$ (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), YPO_4 (Y Lα), GaAs (As Lα) a apatit (P Kα).

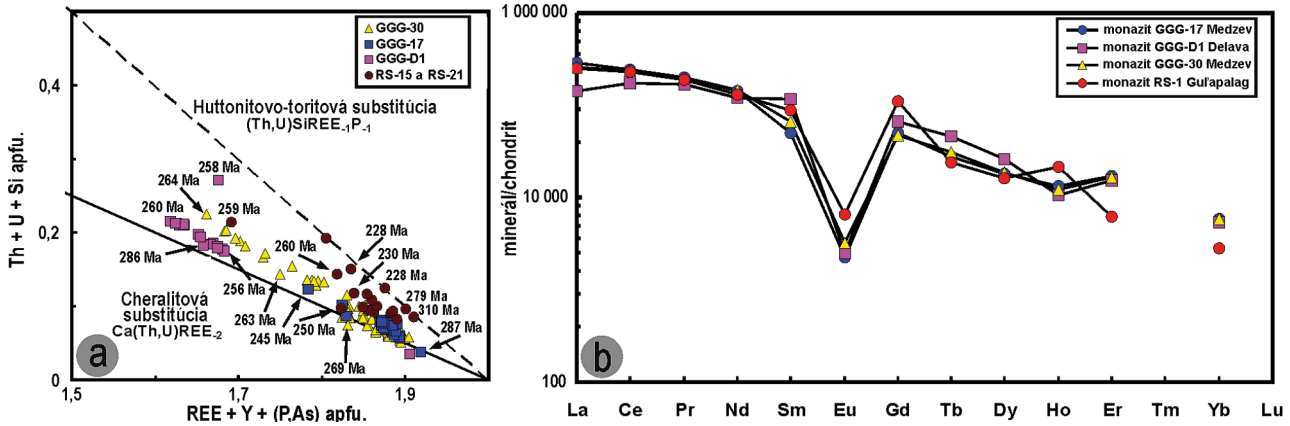
Komplikácie do merania vnášajú početné interferencie. Najvážnejšie interferencie $PbMa_1$–YLg_1, UMa_1–$ThMb_1$ a $PbMa_1$–$ThMx_{1,2}$ sú korigované empiricky získanými korekčnými koeficientmi. Rovnakým spôsobom je opravená meraná koncentrácia niektorých REE.

Na výpočet veku sme využili štatistický princíp (Montel et al., 1996). Jednotlivé bodové chemické analýzy reprezentujú iba zdanlivý vek, ktorý je zaťažený veľkou chybou merania. Na výpočet celkového veku sa využíva vážený priemer zo skupiny zdanlivých vekov, kde váhou je presnosť merania. Pomocou histogramov so zdanlivými vekmi môžeme odhaliť multištádiový rast monazitov (lokálne módusy) napríklad počas metamorfných alebo magmatických cyklov v tom prípade, ak v ploche výbrusu meriame všetky zrná a všetky zóny v nich. Dve udalosti môžeme rozlíšiť v prípade, ak sú vekovo vzdialené zhruba 20 – 25 mil. rokov. Pre identifikované udalosti je vhodné zostrojiť graf s izochrónou, ktorá by pri dobre zmeraných analýzach mala pretínať začiatok koordinačného systému.

Presnosť datovania monazitu je daná kvalitou analýz. Na overenie správnosti merania sa využívajú tzv. vekové štandardy (Konečný, P. et al., 2004). Sú to monazity datované izotopicky (SHRIMP). Datovanie monazitov sa dáva do vzťahu s meraním vekových štandardov, čo označujeme ako veková kalibrácia. Ide o jemné doladenie získaných vekov na neznámych vzorkách pomocou overených a premeraných vekových štandardov.

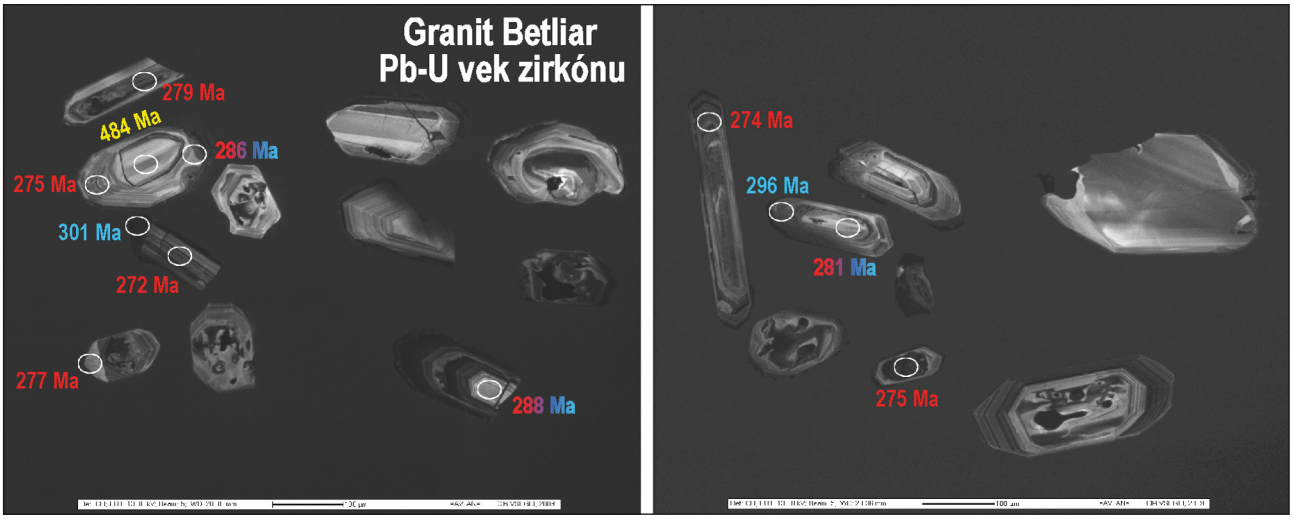
Datovanie uraninitu je založené na analogickom princípe. Na rozdiel od monazitu, vysoká koncentrácia U a Th v uraninite sa premieta do nízkej chyby vypočítaného veku. Napriek tomu, že absencia vekových uraninitových štandardov neumožňuje overenie zistených vekov, vysoký obsah Pb určuje presnosť datovania a nie je potrebná ďalšia kontrola ako v prípade monazitu.

Zirkón sme z pomletého granitu separovali pomocou ťažkých kvapalín a magnetickej separácie. Takto separované kryštály zirkónu sa po zaliatí do epoxidovej živice následne doleštili a pozlátili. Na overenie zonálnosti zŕn, povrchových defektov a odlíšenie metamiktných zŕn sme pred izotopovým meraním separované zirkóny študovali pomocou CL (katódoluminiscencia) a v BSE (spätne rozptýlené elektróny) s cieľom vybrať vhodné miesto na datovanie. Presné analýzy obsahu U a Pb in situ sa zistili na prístroji SHRIMP II v laboratóriách Centra izotopového výskumu (CIR) na inštitúte VSEGEI v Petrohrade v Ruskej federácii s použitím sekundárneho



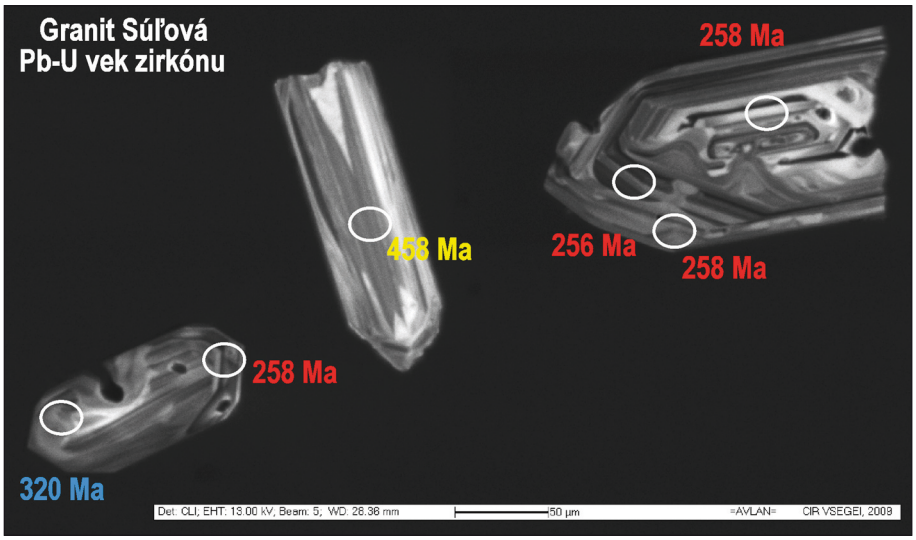
Obr. 2. a) Chemické zloženie monazitu-(Ce) v Th + U + Si *vs.* REE + Y + (P + As) substitučnom diagrame (atómový obsah). Vektor huttonitovej substitúcie (Th,U)$SiREE_{-1}P_{-1}$ reprezentuje prerušovaná čiara a vektor cheralitovej substitúcie $Ca(Th,U)REE_{-2}$ reprezentuje plná čiara. Vzorky GGG-17 a GGG-30: Medzev, skalnatý odkryv, teleso Humel (hrubozrnný biotiticko-muskovitický granit); GGG-D1: teleso Delava (hrubozrnný biotiticko-muskovitický granit); RS-15 a RS-21: teleso Guľapalag (metamorfne diferencovaný metapelit-„granit"). Veky monazitu nie sú závislé od vektorov substitúcie. Vek monazitu v mil. r. **b)** Normalizovaný obsah prvkov vzácnych zemín (REE) v monazite na lokalitách Humel, Delava a Guľapalag s výraznou negatívnou anomáliou Eu. Normalizačné hodnoty sú podľa Taylora a McLennana (1985).

Fig. 2. a) Chemical composition of monazite-(Ce) in Th + U + Si *vs.* REE + Y + (P + As) substitution diagram (atomic contents). Vector of huttonite substitution (Th,U)$SiREE_{-1}P_{-1}$ is represented by the dashed line and the vector of cheralite substitution $Ca(Th,U)REE_{-2}$ by the solid line. Samples GGG-17 and GGG-30: Medzev, outcrop of Humel coarse-grained biotite-muscovite granite; GGG-D1: outcrop of Delava coarse-grained biotite-muscovite granite; RS-15 and RS-21: outcrop of Guľapalag metamorphic differentiated metapelite-"granite". Monazite ages are not dependent on substitution vectors. Monazite ages are stated in Ma. **b)** The course of the normalized content of the group of REE in monazite in localities Humel, Delava and Guľapalag with distinct negative Eu anomaly. Normalization values after Taylor and McLennan (1985).



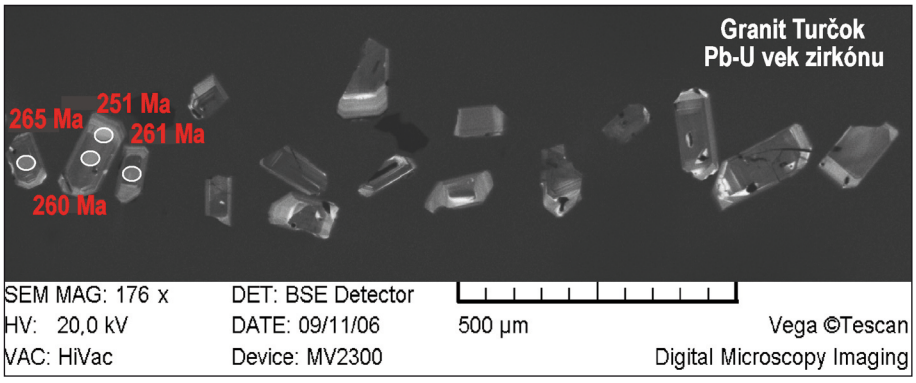
Obr. 3. Zonálne zrná zirkónu v betliarskom granite typu S. Pohľad v spätne rozptýlených elektrónoch.

Fig. 3. Zonal zircon grains in the Betliar S-type granite. Back-scattered electron image.



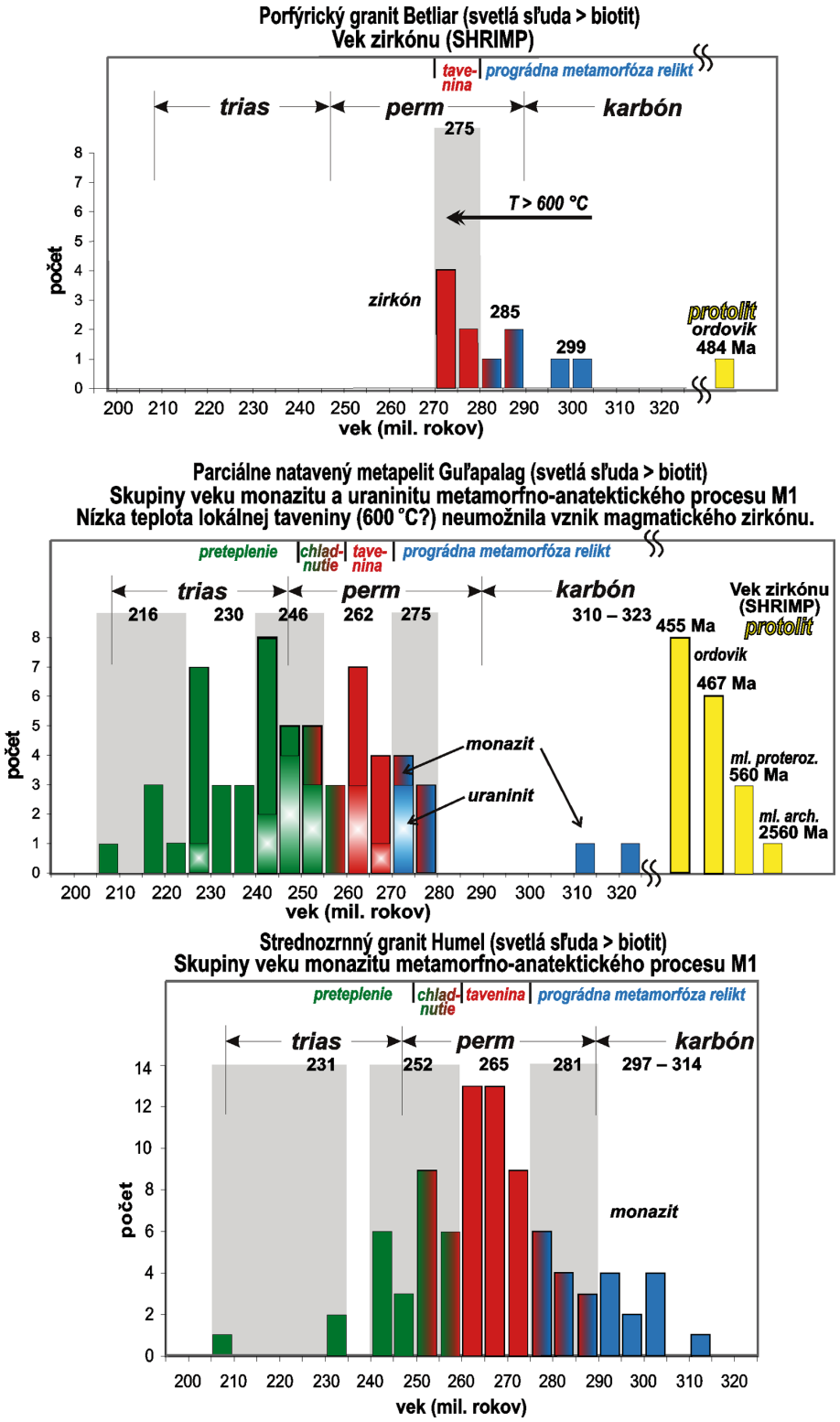
Obr. 4. Zonálne zrná zirkónu v granite typu S Súľová. Pohľad v spätne rozptýlených elektrónoch.

Fig. 4. Zonal zircon grains in the Súľová S-type granite. Back-scattered electron image.



Obr. 5. Zonálne zrná zirkónu v granite typu A Turčok. Pohľad v spätne rozptýlených elektrónoch.

Fig. 5. Zonal zircon grains in the Turčok A-type granite. Back-scattered electron image.



Obr. 6. Histogram rozdelenia vekov monazitu, uraninitu a zirkónu v granite typu S na lokalitách Betliar, Humel a Guľapalag (metamorfne diferencovaný metapelit-„granit“) – „južná horúca línia“ gemerika. Veky monazitu a uraninitu v histograme na lokalite Guľapalag sú prevzaté z práce Radvanca et al. (2007).

Fig. 6. Histogram of the distribution of monazite, uraninite and zircon ages in the S-type granite in localities Betliar, Humel and Guľapalag (metamorphic differentiated metapelite-“granite”) – the “southern hot line” of Gemericum. Monazite and uraninite ages in histogram in locality Guľapalag are taken from Radvanec et al. (2007).

elektrónového multiaplikátora a štandardnej metodiky (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Povrch zirkónu bol bombardovaný O_2 iónovým lúčom pri vzorkovom prúde 2 – 3 nA, kde analyzovaná plocha mala eliptický tvar (25 x 20 μm). Jednotlivé izotopy sa merali v sekvencii 196(Zr_2O) — ^{204}Pb — pozadie (cca 204 AMU) — ^{206}Pb — ^{207}Pb — ^{208}Pb — ^{238}U — ^{248}ThO — ^{254}UO pri meracom čase od 2 do 30 s. Pre každú bodovú analýzu sa sekvencia opakovala v 4 cykloch. Použili sa nasledujúce štandardy: TEMORA (Black et al., 2003) a 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) ako štandard pre koncentráciu U. Získané údaje sa softvérovo spracovali v programe SQUID v1.13a (Ludwig, 2005a) a ISOPLOT/Ex 3.22 (Ludwig, 2005b) s konštantami polčasu rozpadu podľa Steigera a Jägera (1977). Korekcia na „obyčajné“ olovo sa robila podľa modelu Staceya a Kramersa (1975) a meraním izotopového pomeru ^{204}Pb/^{206}Pb. Vekové údaje zo vzoriek s komplikovanou termálnou históriou sa spracovali softvérovým modulom „Unmix Ages“ – ISOPLOT na rozlíšenie hlavných vekových skupín. Takmer všetky bodové merania predstavujú konkordantné veky. Diskordantné údaje získané z jedného kryštálu viacerými bodovými analýzami sa použili na skonštruovanie diskordantnej línie vekov. Analyzovali sme 6 – 12 zirkónov z každej horninovej vzorky. Vypočítané konkordantné veky sú v rozsahu chyby 2σ.

Výsledky

Chemické zloženie monazitu-(Ce) a zonálnosť zirkónu

V granite typu S na lokalite Delava a Humel, ako aj v synmetamorfne segregovanom metapelite („granite“) na lokalite Guľapalag sa nachádzajú hypidiomorfné až alotriomorfné kryštály monazitu veľké do 50 mikrometrov, rozptýlené v základnej hmote alebo v intersticiálnych pozíciách medzi kremeňom a živcom. Z hľadiska chemického zloženia majú rôzne generácie monazitu-(Ce) zloženie blízke koncovému členu $CePO_4$ s nižším obsahom cheralitovej $CaTh(PO_4)_2$, resp. huttonitovej ($ThSiO_4$) molekuly, kde REE^{3+} je dominantným katiónom na pozícii *A*. Obsah prvkov REE + Y sa pohybuje v rozsahu od 45,8 hm. % $(REE,Y)_2O_3$ – 0,64 apfu (Delava) do 65,5 hm. % $(REE,Y)_2O_3$ – 0,97 apfu (Guľapalag). Obsah Th + U v monazite je na všetkých študovaných lokalitách v širokom intervale hodnôt od 1,9 hm. % $(Th,U)O_2$ – 0,02 apfu (Th + U) do 21,6 hm. % $(Th,U)O_2$ – 0,19 apfu (Th + U). Obsah Ca má variabilnú distribúciu, pričom najvyššia koncentrácia sa zaznamenala vo vzorke z granitu Delava (3,86 hm. % CaO – 0,16 apfu Ca) a najnižšia v metapelite („granite“) Guľapalag (0,41 hm. % CaO – 0,02 apfu Ca). Zmeny chemického zloženia monazitu-(Ce) z granitu Delava a Humel varírujú v rámci cheralitového substitučného trendu a zmeny v zložení časti monazitov z lokality Guľapalag určuje huttonitový typ substitúcie. Zmeny hodnôt REE + Y + (P,As) oproti Th + U + Si na cheralitovej a huttonitovej substitúcii v závislosti od veku sme v monazite nezistili (obr. 2). Na všetkých lokalitách má malá skupina monazitov zvýšený podiel cheralitovej molekuly, pričom tieto monazity boli pravdepodobne rekryštalizované alebo vznikli z protolitu, ktorý bol bohatý na Ca (obr. 2).

Na lokalite Humel sú menšie zrná monazitu ako 10 μm úplne nahradené apatitom a allanitom. Väčšie zrná zachovali monazitové jadro, ale pôvodný okraj nahradila zmes apatitu, allanitu a epidotu obohateného o REE, resp. zmes apatitu a $ThSiO_4$ fázy ± REE karbonát. Tento „koronárny“ rozpad je výsledkom dlhodobej premeny monazitu najprv na apatit, allanit a epidot a neskôr na REE karbonát. Postupný „koronárny“ rozpad okraja monazitu prebiehal v štádiu chladnutia granitu alebo počas nového preteplenia. Rozpad okraja monazitu prebiehal v širokom teplotnom intervale najprv pri teplote blízkej subsolidovému štádiu, keď okraj monazitu nahrádzal apatit a allanit, resp. epidot. Pri poklese teploty kryštalizovali REE karbonáty na úkor allanitu a epidotu. Koronárny rozpad okraja monazitu dávame do súvislosti s preteplením v strednom až vrchnom triase podľa datovania monazitu.

V betliarskom granite sú idiomorfne obmedzené zrná zirkónu zonálne a ich veľkosť je v rozsahu od 100 do 300 μm (obr. 3). Na reliktoch starých jadier (484 mil. r.) dorastali na okraji zirkónu mladšie zóny, ktoré reprezentujú postupnú magmatickú kryštalizáciu zirkónu (301 až 274 mil. r.), v hlavnom intervale 279 – 274 mil. r.

V granite Súľová sú hypidiomorfne a idiomorfne obmedzené zrná zirkónu zonálne a ich veľkosť je v rozsahu od 100 do 150 μm (obr. 4). Okrem staršej generácie zirkónu s vekom 458 mil. r. mladší ojedinelý zirkón s vekom 320 mil. r. reprezentuje relikt z termálnej rejuvenizácie staršieho zirkónu počas prográdnej metamorfózy, na ktorom vykryštalizovala ešte mladšia, magmatická zóna zirkónu s vekom 258 mil. r. Táto najmladšia generácia zirkónu kryštalizovala v matrixe granitu aj samostatne v podobe hypidiomorfne obmedzených zŕn v úzkom rozsahu veku 2 mil. r. (256 – 258 mil. r.) a reprezentuje magmatickú kryštalizáciu granitu (obr. 4).

V granite typu A Turčok majú idiomorfné, oscilačne zonálne zrná zirkónu približne rovnakú veľkosť, okolo 150 μm. Staršie stredy zŕn (265 – 259 mil. r.) na okraji dorastajú do mladších zón (251 mil. r.). Zrná zirkónu kryštalizovali z granitovej taveniny v jednom magmatickom štádiu (obr. 5).

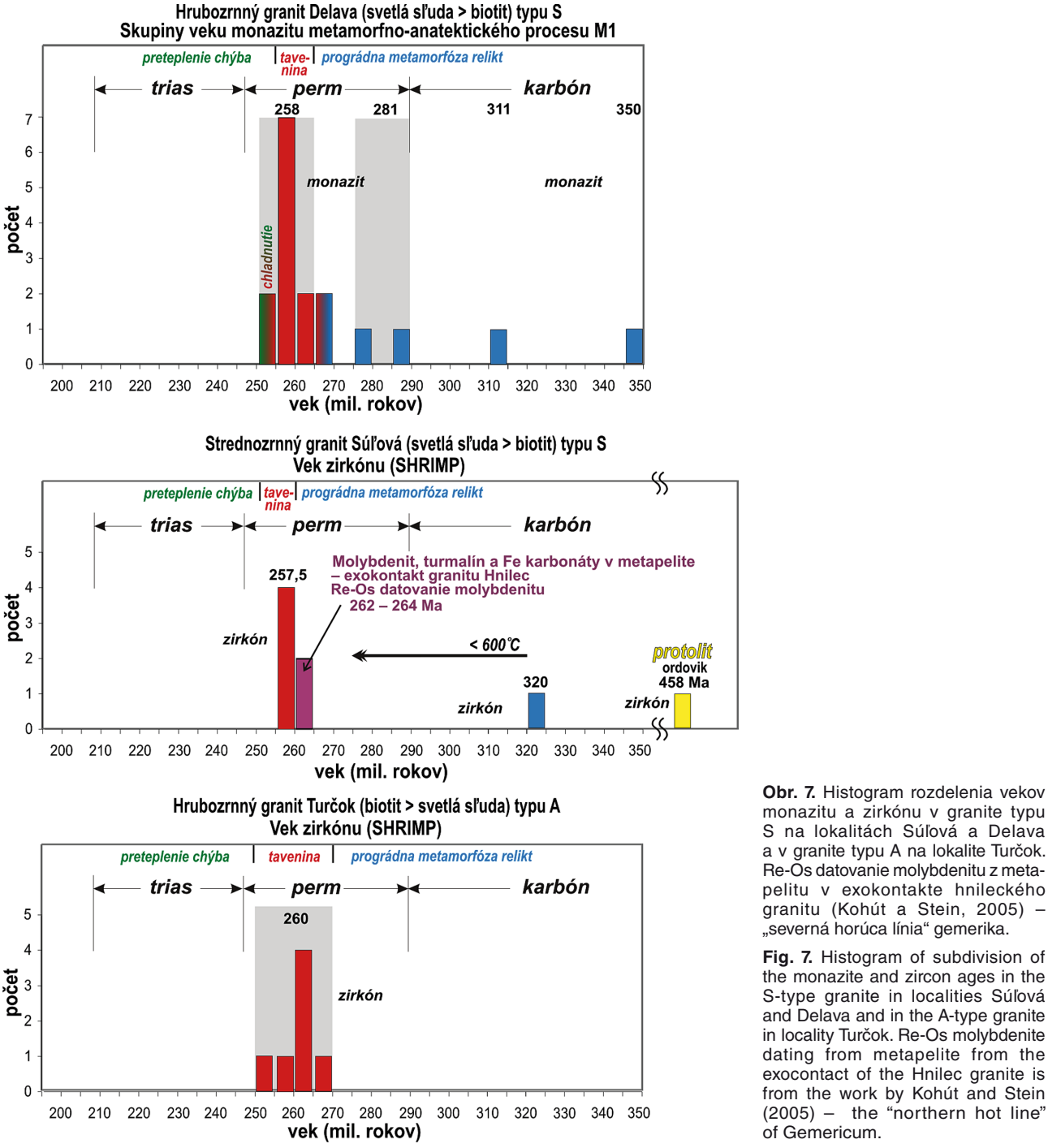
Porovnanie veku monazitu a zirkónu

V „južnej horúcej línii“ sme vek monazitu a zirkónu zistili v granitových telesách typu S na lokalitách Betliar a Humel, ako aj v metamorfne diferencovanom metapelite („granite“) na lokalite Guľapalag. Tento vek sme porovnávali s vekom granitu na lokalitách Súľová – Hnilec – Delava v „severnej horúcej línii“ (obr. 1). Teleso granitu typu A Turčok je samostatne lokalizované ďaleko na západ v tzv. západogemerickej ostrohe, ktorá reprezentuje zónu silnej alpínskej kompresie a imbrikácie spodnopaleozoických hornín gemerika. Tektonizáciou je zastretý aj vzťah telesa granitu Turčok oproti „severnej“ či „južnej horúcej línii“. Vekom sa tento granit prekrýva s vekmi granitu na severnej línii. Veky oboch porovnávaných minerálov sú zoradené a roztriedené v histograme podľa lokalít (obr. 6 a 7). Na všetkých lokalitách magmatický monazit a zirkón dorastal na starých jadrách monazitu a zirkónu alebo obidva minerály vykryštalizovali

vo forme homogénnych zŕn, často v asociácii s albitom, K živcom, kremeňom a svetlou sľudou.

Vek predgranitoidnej metamorfózy („predtaveninového štádia granitu“)

Monazit v „južnej horúcej línii“ často obsahuje staré jadrá od 323 (vrchný karbón) do 297 mil. r. (spodný perm), ktoré vznikli počas variskej metamorfózy metapelitického protolitu pred jeho tavením alebo pred intrúziou granitu (obr. 6). Na lokalite Betliar je vek predmagmatického, resp. protolitového zirkónu v rovnakom rozsahu, 296 – 301 (*299 ~ **priemer***) mil. r. Mladšiu etapu tejto metamorfózy z predgranitového štádia reprezentujú na lokalitách Betliar, Guľapalag a Humel relikty jadier a starších zón v monazite, zirkóne a uraninite, ktoré majú spodnopermský vek v rozsahu 288 – 281 ***(285 ~ priemer)*** mil. r., 280 – 270 ***(275)*** mil. r. a 275 – 290 ***(281)*** mil. r. (obr. 6).



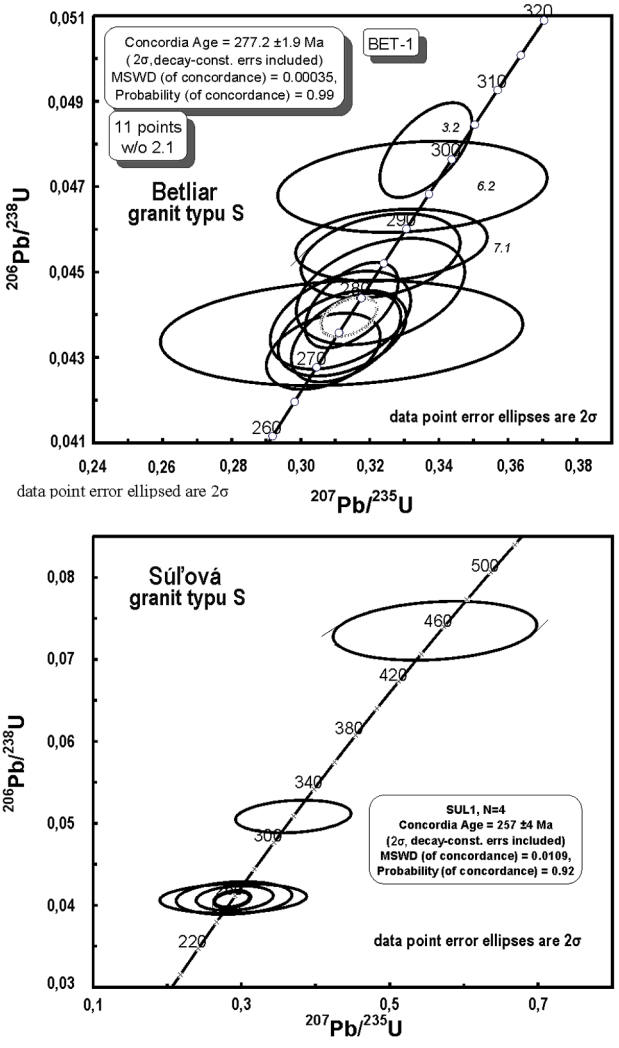
Obr. 7. Histogram rozdelenia vekov monazitu a zirkónu v granite typu S na lokalitách Súľová a Delava a v granite typu A na lokalite Turčok. Re-Os datovanie molybdenitu z metapelitu v exokontakte hnileckého granitu (Kohút a Stein, 2005) – „severná horúca línia“ gemerika.

Fig. 7. Histogram of subdivision of the monazite and zircon ages in the S-type granite in localities Súľová and Delava and in the A-type granite in locality Turčok. Re-Os molybdenite dating from metapelite from the exocontact of the Hnilec granite is from the work by Kohút and Stein (2005) – the “northern hot line” of Gemericum.

Predtaveninové štádium granitu Súľová v „severnej horúcej línii“ sa ojedinele zaznamenalo vrchnokarbónskym vekom (320 mil. r.) zirkónu. V delavskom granite je vek metamorfogénnych reliktov potvrdený monazitom podobne ako v „južnej horúcej línii“ v rozsahu 320 – 265 mil. r. (vrchný karbón – stredný perm). Ojedinelé metamorfogénne jadrá monazitu majú v delavskom granite spodnokarbónsky vek, 350 mil. r. (obr. 6 a 7).

Vek magmatickej kryštalizácie a chladnutia granitu („taveninového štádia granitu“)

Na lokalite Betliar sú konkordantné veky magmatického zirkónu v rozsahu 279 – 272 ***(275)*** mil. r. ***(spodný perm)***. Magmatický monazit z humelského granitu má vek v rozsahu 275 – 260 ***(265)*** mil. r. ***(stredný perm)***.



Obr. 8. Diagramy konkordantných vekov zirkónu v granite typu S Betliar a Súľová.

Fig. 8. Diagrams of concordant zircon ages in the S-type granites Betliar and Súľová.

Na lokalite Guľapalag je vek metamorfno-segregačno-taveninového(?) štádia odvodený od rôznych generácií monazitu a uraninitu, od lokálnych modusov v histograme a od monazitovo-uraninitovej izochróny v rozsahu 270 až 260 ***(262)*** mil. r. ***(stredný perm)***. Podľa priemerných hodnôt je vek magmatického štádia granitu typu S v „južnej horúcej línii“ gemerika v rozsahu od ***spodného*** do ***stredného permu*** s hodnotami od **275** do **262** mil. r. (obr. 6 a 8).

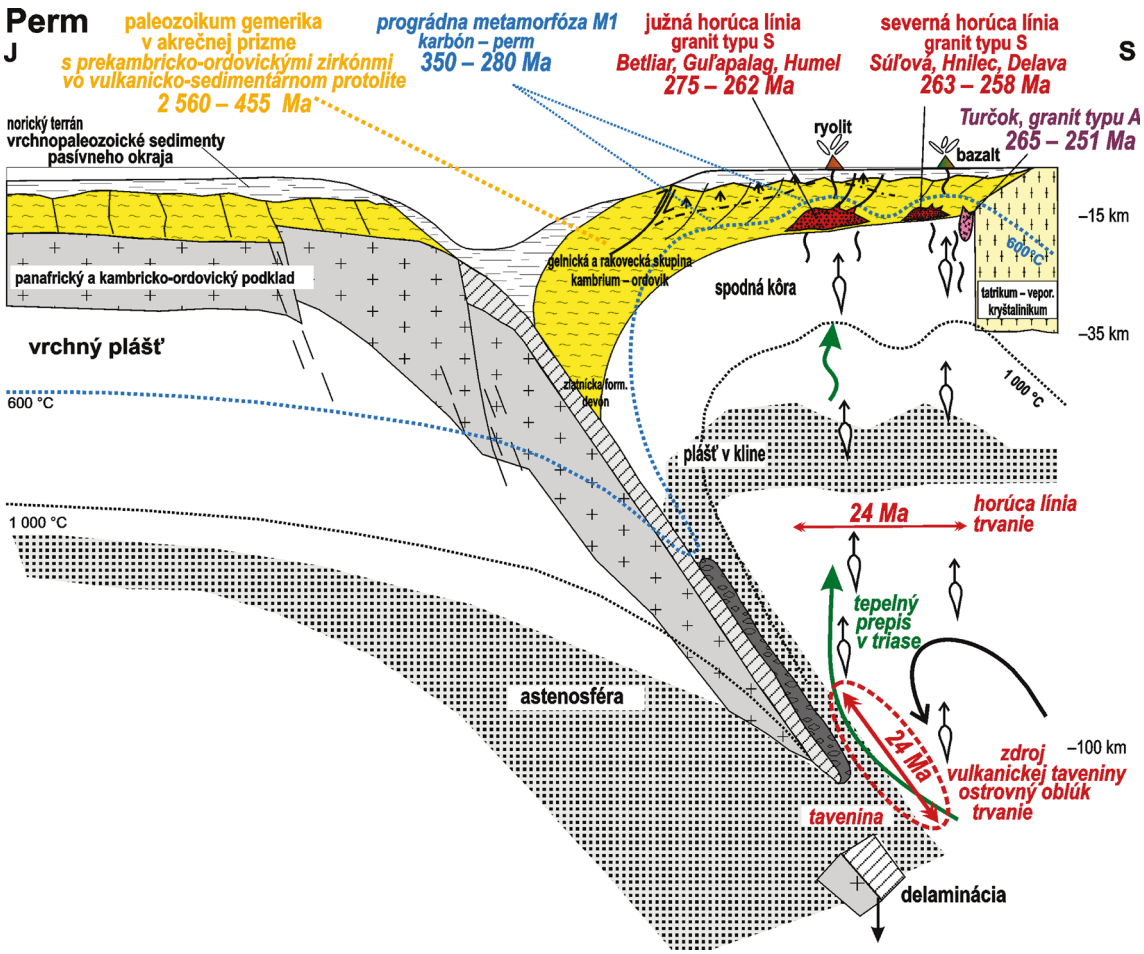
Podľa početnosti výskytu rôznych vekov a lokálnych modusov v histograme obsahuje metamorfne diferencovaný/segregovaný metapelit („metatektický granit“) na lokalite Guľapalag karbónske metamorfogénne relikty monazitu a uraninitu a strednopermský magmatický monazit a uraninit. Hornina neobsahuje magmatický zirkón permského veku. Zistené zirkóny sú v tejto hornine reliktmi z pôvodného protolitu a majú najmä ordovický, ojedinele proterozoický a archaický vek (obr. 6). Neprítomnosť magmatického zirkónu v metapelite-(„granite“) na lokalite Guľapalag napriek prítomnosti textúrnych znakov tavenia(?)/segregácie (mikrografické prerastanie K živca a albitu kremeňom) vysvetľujeme nízkou teplotou metamorfnej diferenciácie, do 600 °C (Radvanec et al., 2007). Strednopermskú metamorfnú diferenciáciu-segregáciu v dobrej početnosti zaznamenal monazit a uraninit bez vzniku magmatického zirkónu (obr. 6).

V „severnej horúcej línii“ na lokalite Delava je vek magmatického monazitu v rozsahu 263 – 250 ***(258)*** mil. r. (stredný až ***vrchný perm***) a konkordantný vek magmatického zirkónu na lokalite Súľová je v úzkom rozsahu, 258 – 256 ***(257,5)*** mil. r. ***(vrchný perm)***. Z toho vyplýva vypočítaný konkordantný vek taveninového (magmatického) štádia ***257,5*** mil. r. (obr. 7 a 8). Podľa priemerných hodnôt je ***stredno- až vrchnopermský*** vek granitu typu S v „severnej horúcej línii“ gemerika v rozsahu 263 – 258 mil. r.

Na lokalite Turčok je konkordantný magmatický vek zirkónu z granitu typu A v širšom rozsahu, 265 – 251 ***(260)*** mil. r. (stredný až ***vrchný perm***) (obr. 7 a 8).

Vek postmagmatického preteplenia granitov

Nová generácia monazitu s vekom 260 – 240 ***(252)*** mil. r. (***vrchný perm*** – *spodný trias*), ako aj 235 – 205 ***(231)*** mil. r. (***stredný,*** *ojedinele* ***vrchný trias***) na lokalite Humel a nová generácia monazitu a uraninitu s izochrónovým vekom 240 – 225 ***(230)*** mil. r. ***(stredný trias)*** na lokalite Guľapalag reprezentuje v „južnej horúcej línii“ staršie štádium postmagmatického (solidového) preteplenia granitu od vrchného permu do stredného triasu. Mladšie štádium preteplenia na lokalite Guľapalag je datované monazitovo-uraninitovou izochrónou v rozsahu 225 – 205 ***(216)*** mil. r. (***vrchný trias;*** Radvanec et al., 2007). Triasové preteplenie granitu sa na lokalitách v „severnej horúcej línii“ nezistilo (obr. 7). Lokálne zistená najmladšia generácia monazitu (priemer ***107*** mil. r., 5 vekov) na lokalite Guľapalag (Radvanec et al., 2007) sa vzťahuje na alpínsku tektono-metamorfózu granitov a okolitých metamorfitov v strižnej zóne.



Obr. 9. Model vzniku granitu typu S a A v perme na južnej a severnej horúcej línii gemerika.

Fig. 9. Model of the origin of S- and A-type granites in Permian on the "southern" and "northern hot lines" in the region of Gemericum.

Diskusia

Vznik granitov gemerika v neskorovariských „horúcich líniách" nad subdukčnou zónou a pri ranoalpínskej riftogenéze

Prenos tepla z plášťa pod kôru, termálny režim tavenia kôry a s tým súvisiaci vznik asociácie spodno- až vrchnopermských granitov typu S a A v gemeriku spájame s magmatizmom a extenzným režimom kôry nad subdukčnou zónou sklonenou na sever. Pod vrchnou kôrou sa začala v spodnom karbóne kompresia (Grecula a Radvanec, 2005), ktorá vo vrchnom karbóne a najspodnejšom perme pokračovala kolíziou a kompresiou medzi subdukovanou platňou a plášťovou akrečnou prizmou („hanging wall"). Extenziu vo vrchnej kôre sprevádzali v čase kulminácie subdukcie od stredného permu prieniky kyslej (vrátane granitovej) aj bázickej magmy a výstup tepla v dvoch horúcich paralelných „líniách" (obr. 1 a 9). Prejavom výstupu tepla vo vrchnej kôre gemerického fundamentu je metamorfná diferenciácia (segregácia) až lokálne čiastočné natavenie(?) metapelitov a metapsamitov. Granity sa vytavili z hlbších kôrových a možno sčasti aj podkôrových zdrojov počas extenzného režimu a intruzívne vystúpili až do vrchnej kôry, kde zvýšili teplotný gradient natoľko, že nastala synmetamorfná diferenciácia/segregácia metapelitov a metapsamitov a pravdepodobne aj metavulkanitov, ktoré boli pôvodne metamorfované v biotitovej zóne regionálnej (vrchnokarbónsko-spodnopermskej) metamorfózy. S týmto procesom spájame bohaté hydrotermálne, najmä rudné mineralizácie (Grecula et al., 1995; Radvanec et al., 2004). Povrchovým prejavom magmatickej aktivity na horúcej línii je permský vulkanizmus typu ostrovného oblúka, ktorý mal v perme takisto dve paralelné línie. Na severnom okraji gemerika je to prevažne ryolitový a ryolitovo>andezitovo--dacitový vulkanizmus, ktorý sa vyvíjal od stredného permu a mal lineárne usporiadanie vulkánov v smere V – Z (Vozárová a Vozár, 1988). Severnejší a mladší, prevažne vrchnopermský vulkanický reťazec je takisto lineárne usporiadaný v smere V – Z a má andezitovo--bazaltový a bazaltový vývoj, najmä na hranici gemerika a veporika a v južnom veporiku (Vozár et al., 1988; Grecula et al., 2009; Vozárová et al., 2009).

Vekový posun granitov „južnej horúcej línie“ (***275*** až ***262*** mil. r.) oproti granitom „severnej horúcej línie“ (typ S ***263*** – ***258*** mil. r.; typ A ***265*** – ***251*** Ma) je okolo 12 mil. r. s celkovým trvaním granitového magmatizmu v horúcich líniách okolo 24 mil. r. Podľa datovania a litostratigrafickej pozície vulkanitov v permskom súvrství (Vozárová a Vozár, 1988) vulkanické horniny sa vyskytujú v intervale od 274 do 251 mil. r. Podľa datovania granitu v rovnakom čase a časovom intervale (24 mil. r.) vznikala granitová tavenina. Vekový posun vzniku granitovej taveniny a tým aj veku extenzie v kôre súvisí s ponáraním subdukujúcej platne a s hĺbkou subdukcie v smere od juhu na sever. Nad ňou prebiehal kolaps neskorovariskej akrečnej prizmy orogénu, ktorý súvisí s extenziou kôry a podkôrovej plášťovej litosféry.

Delaminácia odštartovala začiatok neotetýdneho kontinentálneho riftingu od stredného, a najmä vrchného permu. S touto novšou etapou extenzie je spojený vznik a výstup granitov typu A (Putiš et al., 2000). Novšia etapa extenzie s výstupom granitov typu A mala tepelný vplyv na oblasť granitických telies typu S po ich magmatickej konsolidácii dlhodobo, od vrchného permu až do vrchného triasu, keď boli granitové telesá vystavené novému tepelnému vplyvu už len na „južnej horúcej línii“. Iné vysvetlenie, prečo sa prejavilo popermské preteplenie granitu typu S len v „južnej horúcej línii“, je model „spätného toku“ tepla po skončení delaminácie. Z hlbších častí subdukovanej platne sa teplo šírilo najprv hore okolo pôvodne subdukujúcej platne a potom do oblasti, kde sa predtým v strednom perme tvorila granitová tavenina (obr. 9). Preteplenie spôsobilo vznik mladšieho, vrchnopermsko-spodnotriasového, ale najmä stredno- až vrchnotriasového monazitu v granite, ako aj rozpad okraja monazitu na apatit, allanit-(Ce), epidot obohatený o REE a REE karbonáty v „južnej horúcej línii“ gemerika (Humel a Guľapalag). Tieto vekové údaje považujeme za indikátor významnej tektonickej hranice medzi severným a južným gemerikom od vrchného permu.

Vek časti zirkónu v granite Betliar (484 mil. r.) a Súľová (458 mil. r.) naznačuje, že protolitom granitu boli vulkanicko-sedimentárne horniny ordoviku (obr. 6 a 7). Metamorfne diferencovaný metapelit až „metatektický granit“ z lokality Guľapalag obsahuje okrem ordovického zirkónu (priemerný vek 455 mil. r. a 467 mil. r.) aj zirkón so zdedenými jadrami mladoproterozoického (560 mil. r.) a mladoarchaického (2 560 mil. r.) veku (obr. 6 a 7). Rovnaký vek predmagmatického zirkónu sme zistili v „južnej“ a v „severnej horúcej línii“. Z toho vychodí, že prevažne ordovický protolit [vulkanicko-sedimentárny komplex gelnickej skupiny a spodnokôrový klátovský komplex ordovického veku, čiastočne natavený v devóne (Putiš et al., 2008, 2009)] mal v predvariskom „gemeriku“ celoplošné rozšírenie a bol od vrchného karbónu po spodný perm remetamorfovaný počas neskorovariskej subdukčno-kolíznej metamorfózy. V „horúcich líniách“ neskorovariská metamorfóza v strednom a vrchnom perme postupne dosiahla P-T podmienky synmetamorfnej (metatektickej) segregácie metamorfovaného, prevažne pelitického protolitu.

Záver

Granity gemerika typu S sú citlivým indikátorom extenzie kôry a postupu „horúcich línií“ z juhu na sever v kôre lokalizovanej nad neskorovariskou subdukčnou zónou sklonenou na sever (v súčasných koordinátach). V zhode s tým je aj časový posun granitového magmatizmu na dvoch paralelných líniách v.-z. smeru. Podľa datovania na monazite, ale najmä zirkóne, je zachytená staršia etapa granitového magmatizmu na „južnej horúcej línii“ (asi 277 mil. r.) a mladšia (cca 257 mil. r.) na „severnej horúcej línii“.

Zdrojom granitovej taveniny boli najmä protolity kontinentálnej kôry ordovického veku, ktoré sa tavili pri dostatku fluíd v extenznom režime. S ich genézou spájame bohaté hydrotermálne, najmä rudné mineralizácie. Predpokladáme, že subdukcia sa skončila delamináciou. Tá odštartovala novú etapu (neotetýdnej) extenzie, ktorú geneticky spájame so vznikom granitu typu A (Turčok). Tento typ granitu sa generoval z relatívne suchej a horúcej magmy, do ktorej sa pretavili kôrové aj podkôrové zdroje. Neobsahuje síce žiadne významnejšie bežné rudné hydrotermálne mineralizácie, ale má lokálne zvýšený obsah prvkov vzácnych zemín (REE) a Nb. Obidvom typom granitu zodpovedajú aj permské vulkanické ekvivalenty.

Z hľadiska chemického zloženia majú rôzne generácie datovaného monazitu-(Ce) zloženie blízke koncovému členu $CePO_4$ s nízkym obsahom cheralitovej $CaTh(PO_4)_2$, resp. huttonitovej ($ThSiO_4$) molekuly. Datované zirkóny granitov sú hypidiomorfné a idiomorfné, zonálne. Majú veľkosť v rozsahu od 100 do 300 μm. Na reliktoch starých jadier dorastali na okraji zirkónu mladšie zóny, ktoré v perme reprezentujú postupnú magmatickú kryštalizáciu granitu.

Granity typu S gemerika zaznamenali vek „predtaveninového štádia“, t. j. protolitu granitu. Monazit v južnej „horúcej línii“ často obsahuje jadrá staré od 323 (vrchný karbón) do 297 mil. r. (spodný perm), ktoré vznikli počas variskej (re)metamorfózy metapelitického protolitu. Na lokalite Betliar je vek predmagmatického, resp. protolitového zirkónu v rovnakom rozsahu, 296 – 301 mil. r. Etapu metamorfózy z predgranitového štádia reprezentujú na lokalitách Betliar, Guľapalag a Humel relikty jadier a starších zón v monazite, zirkóne a uraninite, ktoré majú spodnopermský vek. Predtaveninové štádium granitu Súľová v „severnej horúcej línii“ sa ojedinele zaznamenalo vrchnokarbónskym vekom (320 mil. r.) zirkónu. V delavskom granite je vek metamorfogénnych reliktov potvrdený monazitom podobne ako v „južnej horúcej línii“ v rozsahu 320 – 265 mil. r. (vrchný karbón – stredný perm). Ojedinelé metamorfogénne jadrá monazitu majú v delavskom granite spodnokarbónsky vek, 350 mil. r. Rozpad monazitu, naopak, spájame s postmagmatickým preteplením počas triasovej extenzie v súvislosti s otváraním Neotetýdy vrátane meliatskeho bazéna.

Poďakovanie. Táto práca bola financovaná z grantov Agentúry na podporu výskumu a vývoja č. APVV 0279-07, APVV-0557-06 a APVV-0549-07. Ďakujeme recenzentovi RNDr. Milanovi Kohútovi, CSc., z ŠGÚDŠ Bratislava za cenné pripomienky, ktorých akceptáciou sa vylepšila pôvodná verzia rukopisu.

Literatúra

Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát I. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 304.*

Bagdasaryan, G. P., Cambel, B., Veselský, J. & Gukasyan, R. Ch., 1977: Kalium-Argon age determination of crystalline basement rocks from the Western Carpathians and preliminary results interpretation. *Geol. Zbor. Geol. Carpath. (Bratislava), 28, 2, 219 – 242 (In Russian with English summary).*

Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. & Foudoulis, C., 2003: TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Amsterdam), 200, 155 – 170.*

Broska, I. & Uher, P., 2001: Whole-rock chemistry and genetic typology of the West-Carpathian, Variscan Granites. *Geol. Carpath. (Bratislava), 52, 2, 79 – 90.*

Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch. & Veselský, J., 1989: Rb-Sr geochronology of leucocratic granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and Veporicum. *Geol. Zbor. Geol. Carpath. (Bratislava), 40, 323 – 332.*

Drnzík, E., 1982: Factor controls of the mineralization in the Hnilec ore field. PhD thesis. *Manuscript. Košice, Technical University, 1 – 142.*

Finger, F. & Broska, I., 1999: The Gemeric S-type granites in southeastern Slovakia: Late Palaeozoic or Alpine intrusions? Evidence from electron-microprobe dating of monazite. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. (Zürich), 79, 439 – 443.*

Grecula, P. & Kucharski, R., 1982: Záverečná správa z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie východnej časti SGR. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geol. priesk.*

Grecula, P., Vozárová, A. & Vozár, J., 1989: Characteristics of lithotectonic profiles in geotraverse C, West Carpathians (Czechoslovakia). *Rend. Soc. Geol. It., 12, 275 – 282.*

Grecula, P., Abonyi, A., Abonyiová, M., Antaš, J., Bartalský, B., Bartalský, J., Dianiška, I., Drnzík, E., Ďuďa, R., Gargulák, M., Gazdačko, Ľ., Hudáček, J., Kobulský, J., Lörincz, L., Macko, J., Návesňák, D., Németh, Z., Novotný, L., Radvanec, M., Rojkovič, L., Rozložník, O., Varček, C. & Zlocha, J., 1995: Mineral deposit of the Slovak Ore Mountains. Volume 1. *Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 834 pp.*

Grecula, P. (ed.), Kobulský, J., Gazdačko, Ľ., Németh, Z., Hraško, Ľ., Novotný, L. & Maglay, J., 2009: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 50 000. *Bratislava, MŽP SR – ŠGÚDŠ.*

Gubač, J., 1977: Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 4, 9 – 279.*

Jiang, S.-Y., Radvanec, M., Nakamura, M., Palmer, M., Kobayashi, K., Zhao, H. X. & Kui, D. Z., 2008: Chemical and boron isotopic variations of tourmaline in the Hnilec granite-related hydrothermal system, Slovakia: Contrains on magmatic and metamorphic fluid evolution. *Lithos (Oslo), 106, 1 – 2, 1 – 11.*

Kantor, J., 1957: A^{40}/K^{40} method of absolute age dating of rocks and its application to Betliar granite. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 11, 188 – 200 (In Slovak with German summary).*

Kantor, J., 1959: Contribution to age knowledge of some granites and its related deposits of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 2, 63 – 73 (In Slovak).*

Kantor, J. & Rybár, M., 1979: Radiometric ages and polyphasis character of Gemeride granites. *Geol. Zbor. Geol. Carpath. (Bratislava), 4, 433 – 448.*

Kamenický, J. & Kamenický, L., 1955: Gemeric granites and ore mineralization of Zips-Gömör Ore Mountains. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 47, 1 – 73 (In Slovak).*

Kohút, M., Kovach, V. P., Kotov, A. B., Salnikova, E. B. & Savatenkov, V. M., 1999: Sr and Nd isotope geochemistry of Hercynian granitic rocks from the Western Carpathians – implications for granite genesis and crustal evolution. *Geol. Carpath. (Bratislava), 50, 477 – 487.*

Kohút, M., Nabelek, P. & Recio, C., 2001: Stable isotopes. *In: Petrík, I., Kohút, M. & Broska, I. (eds.): Granitic plutonism of the Western Carpathians. Monogr. Bratislava, Veda, 33 – 35.*

Kohút, M. & Recio, C., 2002: Sulphur isotope study of selected Hercynian granitic and surrounding rocks from the Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Carpath. (Bratislava), 53, 3 – 13.*

Kohút, M. & Stein, H., 2005: Re-Os molybdenite dating of granite-related Sn-W-Mo mineralization at Hnilec, Gemeric Superunit, Slovakia. *Mineral. Petrol., 85, 117 – 129.*

Konečný, P., Siman, P., Holický, I., Janák, M. & Kollárová, V., 2004: Method of monazite dating by means of the electron microprobe. *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 225 – 235 (In Slovak).*

Kovách, Á., Svingor, E. & Grecula, P., 1979: Nové dáta o gemerických granitoch. *Miner. Slov. (Bratislava), 11, 71 – 77.*

Kovách, Á., Svingor, E. & Grecula, P., 1981: Isotopic age relationships of the granitoid rocks in the Spiš-Gemer metalliferous Mts., Eastern Slovakia. *Abstracts, XI. Congres CBGA, Bucurest, 600 – 601.*

Kovách, Á., Svingor, E. & Grecula, P., 1986: Rb/Sr isotopic ages of granitoide rocks from the Spiš-Gemer metalliferous Mts., West Carpathians, Eastern Slovakia. *Miner. Slov. (Bratislava), 18, 1 – 14.*

Krist, E., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathians crystalline complexes. *Bratislava, Comenius University Press, 1 – 324.*

Larionov, A. N., Andreichev, V. A. & Gee, D. G., 2004: The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *In: Gee, D. G. & Pease, V. L. (eds.): The Neoproterozoic timanide orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc., London, Mem., 30, 69 – 74.*

Ludwig, K. R., 2005a: SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 1 – 22.*

Ludwig, K. R., 2005b: User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 1 – 71.*

Malachovský, P., 1993: Rudník. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*

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

Ončáková, P., 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 39, 3 – 53.*

Parrish, R. R., 1990: U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canad. J. Earth Sci. (Ottawa), 27, 1 431 – 1 450.*

Petrík, I. & Kohút, M., 1997: The evolution of granitoid magmatism during the Hercynian orogen in the Western Carpathians. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 235 – 252.*

Poller, U., Uher, P., Broska, I., Plašienka, D. & Janák, M., 2002: First Permian-Early Triassic ages for tin-bearing granites from the Gemeric unit (Western Carpathians, Slovakia): connection to the post-collisional extension of the Variscan orogen and S-type granite magmatism. *Terra Nova, 14, 41 – 48.*

Putiš, M., Sergeev, S., Ondrejka, M., Larionov, A., Siman, P., Spišiak, J., Uher, P. & Paderin, I., 2008: Cambrian-Ordovician metaigneous rocks associated with Cadomian fragments in the West-Carpathian basement dated by SHRIMP on zircons: a record from the Gondwana active margin setting. *Geol. Carpath. (Bratislava), 59, 1, 3 – 18.*

Putiš, M., Ivan, P., Kohút, M., Spišiak, J., Siman, P., Radvanec, M., Uher, P., Sergeev, S., Larionov, A., Méres, Š., Demko, R. & Ondrejka, M., 2009: Metaigneous rocks of the West-Carpathian basement, Slovakia: indicators of Early Paleozoic extension and shortening events. *Bull. Soc. géol. France (Paris), 180, 6, 461 – 471.*

Radvanec, M. & Grecula, P., 1985: Geochemické anomálie Sn a Mo v rudonosnom vulkanickom horizonte staršieho paleozoika gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava), 17, 563 – 568.*

Radvanec, M., 1988: Mobilizácia prvkov v regionálnej metamorfóze staršieho paleozoika gemerika. Kandidátska dizertačná práca. *Manuskript. Praha, ČSAV.*

RADVANEC, M., GRECULA, P. & ŽÁK, K., 2004: Siderite mineralization of the Gemericum superunit (Western Carpathians, Slovakia): review and revised genetic model. *Ore. Geol. Rev., 24, 3 – 4, 267 – 298.*

RADVANEC, M., KONEČNÝ, P., NÉMETH, Z. & GRECULA, P., 2007: P-T-t dáta a lokálne anatektické tavenie metapelitu s prímesou psamitického kremeňa vo variskej metamorfóze gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava), 39, 1 – 44.*

STEIGER, R. H. & JÄGER, E., 1977: Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 36, 359 – 362.*

TAUSON, L. B., KOZLOV, V. D., CAMBEL, B. & KAMENICKÝ, L., 1977: Geochemistry and the problem of ore-bearing capacity of the Gemeride granites of Slovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 261 – 267 (In Russian with English abstract).*

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M., 1985: The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell, Oxford, 312 p.*

UHER, P., ONDREJKA, M. & KONEČNÝ, P., 2009: Magmatic and post--magmatic Y-REE-Th phosphate, silicate and Nb-Ta-Y-REE oxide minerals in A-type metagranite: an example from the Turčok massif, the Western Carpathians, Slovakia. *Min. Mag. (London), 73, 6, 1 009 – 1 025.*

VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ, 1 – 314.*

VOZÁROVÁ, A., ŠMELKO, M. & PADERIN, I., 2009: Permian single crystal U-Pb zircon ages of the Rožňava Formation volcanites (Southern Gemeric Unit, Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath. (Bratislava), 60, 6, 439 – 448.*

WIEDENBECK, M., ALLÉ, P., CORFU, F., GRIFFIN, W. L., MEIER, M., OBERLI, F., VON QUADT, A., RODDICK, J. C. & SPIEGEL, W., 1995: Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter, 19, 1 – 23.*

WILLIAMS, I. S., 1998: U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol., 7, 1 – 35.*

ŽÁK, K., RADVANEC, M. & GRECULA, P., 2005: Siderite mineralization of the Gemericum Superunit (Western Carpathians, Slovakia): review and a revised genetic model. *Ore Geol. Rev., 24, 267 – 298 – a reply. Ore Geol. Rev., 26, 173 – 180.*

Rukopis doručený 1. 2. 2010
Revidovaná verzia doručená 16. 2. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

The Gemeric granites as an indicator of the crustal extension above the Late-Variscan subduction zone and during the Early Alpine riftogenesis (Western Carpathians): An interpretation from the monazite and zircon ages dated by CHIME and SHRIMP methods

The study compares the time constraints and geotectonic background of the origin of S- and A-type granites in the Gemeric region over the "southern hot line" in localities Betliar, Guľapalag and Humel and "northern hot line" in localities Súľová, Delava and Turčok (Fig. 1). The age of granite was determined by means of the monazite and zircon ages. In locality Guľapalag for determination of the age of partially melted(?)/metamorphic differenciated, resp. segregated metasediment-"granite" the ages of monazite, uraninite and zircon were used. The determined ages were compared with the ages of zircon in the A-type granite Turčok.

The S-type granite in localities Delava and Humel, as well as metapelite-"granite" in the locality Guľapalag are bearing up to 50 μm large hypidiomorphic to allotriomorphic monazite crystals disseminated in the matrix, or in interstitial positions among quartz and feldspars.

Concerning the chemical composition the different monazite-(Ce) generations have composition close to the end member $CePO_4$ with lower content of cheralite $CaTh(PO_4)_2$, resp. huttonite ($ThSiO_4$) molecules, where REE^{3+} is a dominant cation in position *A* (Fig. 2).

In the locality Humel the monazite grains smaller than 10 μm are fully replaced by apatite and allanite. Larger grains have preserved the monazite core, but former margins were replaced by the mixture of apatite, allanite and REE epidote, resp. mixture of apatite and $ThSiO_4$ phase ± REE carbonate. This "coronary" disintegration is a result of the long-time replacement of monazite firstly by apatite, allanite and REE epidote and later by REE carbonate. This coronary disintegration of the monazite rim represents a product of the gradual process related to cooling, resp. overheating of granite. Based on monazite dating, we relate the coronary disintegration to overheating of the granite in Middle to Upper Triassic.

Monazite in localities along the "southern hot line", demonstrating the older – Pennsylvanian (Upper Carboniferous) to Lower Permian (323 – 296 Ma) ages, originated during the prograde path of Variscan metamorphism in the pre-melt phase in the pelitic protolith of the granite. The younger phase of this metamorphic path from the pre--granitic phase in localities Betliar, Guľapalag and Humel is represented with the ages of the relics of cores and older zones in monazite, zircon (Fig. 3) and uraninite, manifesting the Lower Permian age in the range 288 – 281 ***(285 ~ average)*** Ma, 280 – 270 ***(275)*** Ma and 275 – 290 ***(281)*** Ma (Fig. 6).

The pre-melting phase in the "northern hot line" of the granite Súľová was scarcely registered by the Pennsylvanian age (320 Ma) of zircon (Fig. 4). In the case of the Delava

granite, the age of metamorphic event is confirmed by the monazite (320 – 265 Ma; Pennsylvanian – Middle Permian), similarly as in the "southern hot line". The rare metamorphic monazite cores in the Delava granite are bearing Mississippian (Lower Carboniferous) age 350 Ma (Fig. 7).

In locality Guľapalag the ages of metamorphic-segregation-melting monazite and uraninite are in the range 270 – 260 ***(262)*** Ma ***(Middle Permian)*** and magmatic monazite from the Humel granite is in the range 275 – 260 ***(265)*** Ma ***(Middle Permian)***. The age of magmatic zircon in locality Betliar is in the range 279 – 272 ***(275)*** Ma ***(Lower Permian)***. According to average values the age of magmatic phase of S-type granite in "southern hot line" of Gemericum ranges from the ***Lower to Middle Permian*** with values from **275** to **262** Ma.

In locality Delava of the "northern hot line", the age of magmatic monazite is in the range 263 – 250 ***(258)*** Ma ***(Middle – Upper Permian)*** and the age of magmatic zircon in locality Súľová in tight range 258 – 256 ***(257.5)*** Ma ***(Upper Permian)***. The concordant age of the melt is ***257.5*** Ma. According the average values the ***Middle to Upper Permian*** age of granite of S-type in the "northern hot line" of Gemericum is in the range ***263 – 258*** Ma. In locality Turčok the concordant age of the zircon (Fig. 5) from the A-type of granite is in wider range 265 – 251 ***(260)*** Ma ***(Middle – Upper Permian)***.

The new monazite generation with the age 260 – 240 ***(252)*** Ma ***(Upper Permian)*** in locality Humel and the new generation of monazite and uraninite 240 – 225 ***(230)*** Ma ***(Middle Triassic)*** in locality Guľapalag represents in the "southern hot line" the older phase of the new overheating of the granite from the Upper Permian up to Lower Triassic. The younger phase of overheating is in the locality Humel dated in the range 235 – 205 ***(231)*** Ma ***(Middle Triassic)*** and in locality Guľapalag in the range 225 – 205 ***(216)*** Ma ***(Upper Triassic)***. The Triassic overheating of the granite was not found in localities of the "northern hot line" (Figs. 6, 7 and 8).

The thermal regime during the crust melting and the origin of associated S-type Lower to Middle Permian granites we relate with the magmatic processes and accompanied extension regime of the crust above subduction zone inclined to the north. The extension in the upper crust was accompanied during the subduction culmination by the magma migration and heat ascent in two parallel "hot lines" of the trend E–W. Permian volcanism is the superficial response to the magmatic activity. Beneath the upper crust the compression between the subducting plate and accretion prism ("hanging wall") has started that time. Their age shift as well as the age of extension relates with the subduction depth and are trending from the south to the north. It generally represents the collapse of the late-Variscan accretion prism of the orogeny, which relates to extension of the crust and the crust beneath the lithosphere (Fig. 9). Simultaneously, it signalizes the beginning of the Neo-Tethyan continental rifting from the Middle, but mainly in the Upper Permian. This later phase was accompanied with the ascent of A-type granites. Therefore the area of studied S-type granite bodies, after their magmatic consolidation, was exposed to further overheating from the Upper Permian until Upper Triassic. It was related to Neo-Tethyan riftogenesis, resp. this heat was spread along subducting plate during delamination, which would cause the overheating of consolided granite in Triassic. Due to this overheating a younger, Upper Permian-Lower Triassic, but mainly Middle-Upper Triassic monazite has crystallized in granite, as well as the recrystallization of the older monazite generation occurred in the southern part of Gemericum (localities Humel and Guľapalag). The overheating of granite in the southern Gemericum indicates the differing tectono-thermal evolution of the southern Gemericum from the Upper Permian, in comparison with northern Gemericum (Fig. 9).

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 395 – 406
ISSN 0369-2086

Blastomylonitovo-kataklazitové zóny a ich vplyv na svahové deformácie v Lúčanskej Fatre

RUDOLF ONDRÁŠIK[1], MARIÁN PUTIŠ[2], VOJTECH GAJDOŠ[3], MARIÁN SULÁK[2] a TATIANA DURMEKOVÁ[1]

[1]Katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; ondrasik@fns.uniba.sk
[2]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; putis@fns.uniba.sk
[3]Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; gajdos@fns.uniba.sk

Blastomylonitic-cataclastic zones and their influence on slope deformations in the Lúčanská Fatra Mountains

The paper deals with characterization of blastomylonitic and cataclastic zones in the crystalline basement rocks of the Lúčanská Fatra Mountains. Structural position, relative age succession, P-T estimates and mineral mechanics of quartz were studied along Alpine thrust planes. Space relationships between blastomylonitic, cataclastic and gravity slope deformations were identified in the rock massif.

Key words: crystalline basement, blastomylonite, cataclasite, slope deformation, Lúčanská Fatra Mts.

Úvod

Homogénnosť a pevnosť horninových masívov kryštalinika centrálnych Západných Karpát (CZK, obr. 1) sa môže meniť v súvislosti so zmenami v litologicko-petrografickom charaktere hornín alebo so stupňom ich deformačného pretvorenia. Tieto zmeny spôsobujú, že v mechanicky neporušených horninách alebo aj celistvých skalných horninách sa zmení minerálne zloženie, štruktúra a textúra. To charakterizuje aj kryštalinikum Lúčanskej Fatry ako celku (obr. 2), v ktorom nachádzame vyššieteplotné mylonity (Putiš et al., 2003; Majdán et al., 2004), ale aj nízkoteplotné blastomylonity a kataklazity (Putiš in Krist et al., 1992; Hók et al., 2000). V prípade mladších krehkých štruktúr nie vždy sa dá jednoducho odlíšiť, ktorá deformácia súvisí s poklesovými zlomami a ktorá s násunmi, a to predovšetkým v prostredí kryštalinických komplexov (Ietto et al., 2007).

Cieľom príspevku je podrobnejšia charakteristika poruchových zón Lúčanskej Fatry najmä z hľadiska mikrostavieb a minerálnej mechaniky blastomylonitov a kataklazitov. Definujeme aj vzťah medzi týmito zónami a výskytmi svahových deformácií.

V článku používame skratky minerálov podľa Siivolu a Schmida (2007): Ab – albit, Bt – biotit, Czo – klinozoisit, Chl – chlorit, Ep – epidot, Ms – muskovit, Phg – fengit, Qtz – kremeň, Ser-Ms – sericitický (jemnozrnný) muskovit.

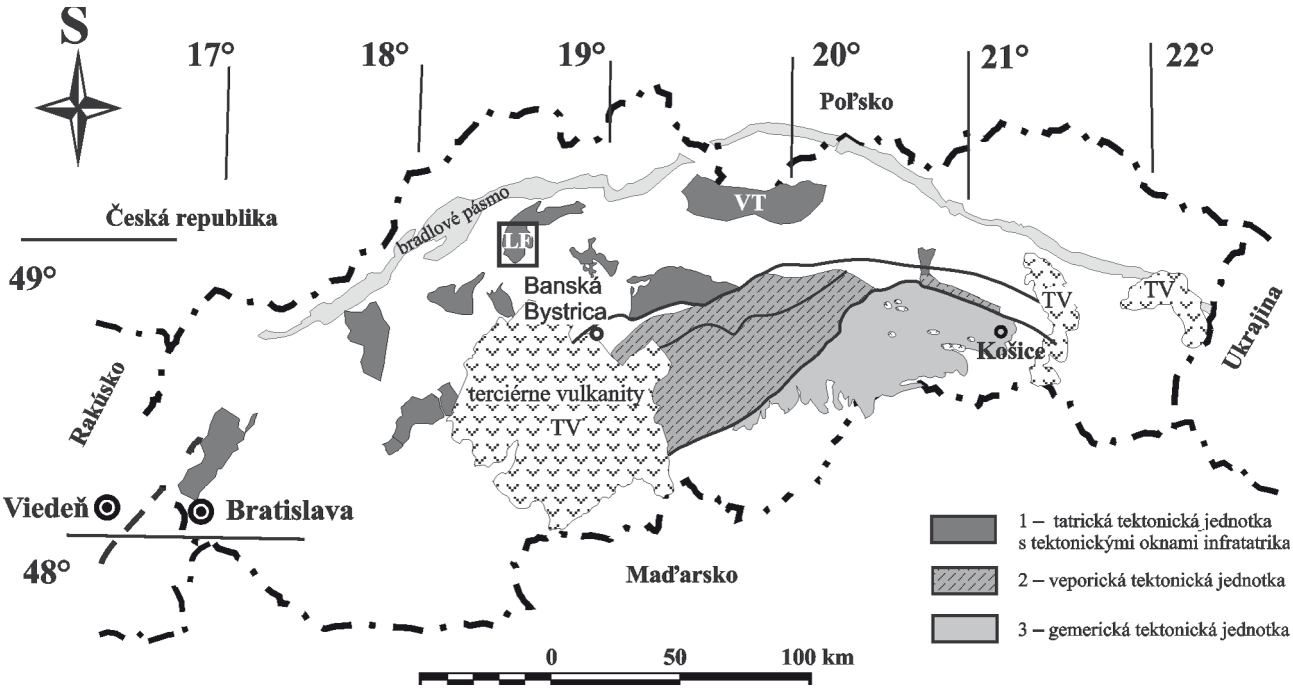
Prehľad doterajších poznatkov o geologickej stavbe

Variská stavba

Kryštalinikum Malej Fatry (obr. 1, 2) sa nachádza v sz. časti tatrika CZK. Kým lúčanskú časť tvoria metamorfity aj granitoidy, krivánsku časť tvoria len granitoidy.

Metamorfity študovaného územia Lúčanskej Fatry zahŕňajú pararuly sillimanitovej zóny s obsahom očkatých živcových „perlových“ rúl a migmatitov, grafitických rúl, pyroxénovo-amfibolových rúl, vápenato-silikátových rúl, drobno- až hrubozrnných a páskovaných amfibolitov a drobných telies metaultramafitov a deuteroperidotitov (Ivanov a Kamenický, 1957; Hovorka a Méres, 1989, 1993; Janák a Lupták, 1997). Osobitnú skupinu tvoria mylonitické ortoruly, ktoré vznikli vyššieteplotnou plastickou deformáciou konkordantných a žilných telies homogénnych až porfýrických granitoidov v metamorfitoch. Majú výraznú mylonitickú foliáciu aj lineáciu.

Podmienky variskej regionálnej metamorfózy pri teplote 700 – 750 °C a tlaku 8 – 10 kbar naznačujú prechodnú zónu amfibolitovej a granulitovej fácie (Krist et al., 1992; Janák a Lupták, 1997). Symplektity klinopyroxénu a plagioklasu v budinovaných šošovkách masívnych granátovo-klinopyroxénových metabazitov, pôvodne eklogitov, v komplexe páskovaných amfibolitov naznačujú až vysokotlakové (subdukčné) podmienky eklogitovej fácie.



Obr. 1. Schematická mapa centrálnych Západných Karpát s vyznačením tektonických zón v kryštaliniku. VT – Vysoké Tatry. Lúčanská Fatra (LF) je vyznačená v rámiku.

Fig. 1. Schematic map of the Central Western Carpathians with tectonic zonation of crystalline basement. 1 – Tatric tectonic unit with the Infratatric tectonic windows; 2 – Veporic tectonic unit; 3 – Gemeric tectonic unit. VT – Tatra Mountains. Framed: Lúčanská Fatra Mountains (LF).

Metamorfity sú zo západu a severu lemované „hybridnými" granodioritmi a tonalitmi s hojnými enklávami metamorfitov. Tie sú preťaté lamprofýrickými dajkami. Zirkón tonalitov sa datoval U-Pb metódou na zhruba 353 mil. r. (Shcherbak et al., 1990). Lokálne sa vyskytujú aj amfibolické diority. Menej sú zastúpené muskoviticko-biotitické granodiority, ktoré sa vyskytujú najmä v sv. časti masívu.

Metamorfná foliácia pri východnom okraji masívu má smer SV – JZ, so strmým sklonom najmä na SZ. Enklávy centrálnej a západnej časti masívu sa stáčajú až do smeru SZ – JV. Neskorovariský výzdvih kryštalinika bol sprevádzaný vývojom strižných zón za vzniku stredno-teplotných mylonitov (Putiš et al., 2003; Majdán et al., 2004).

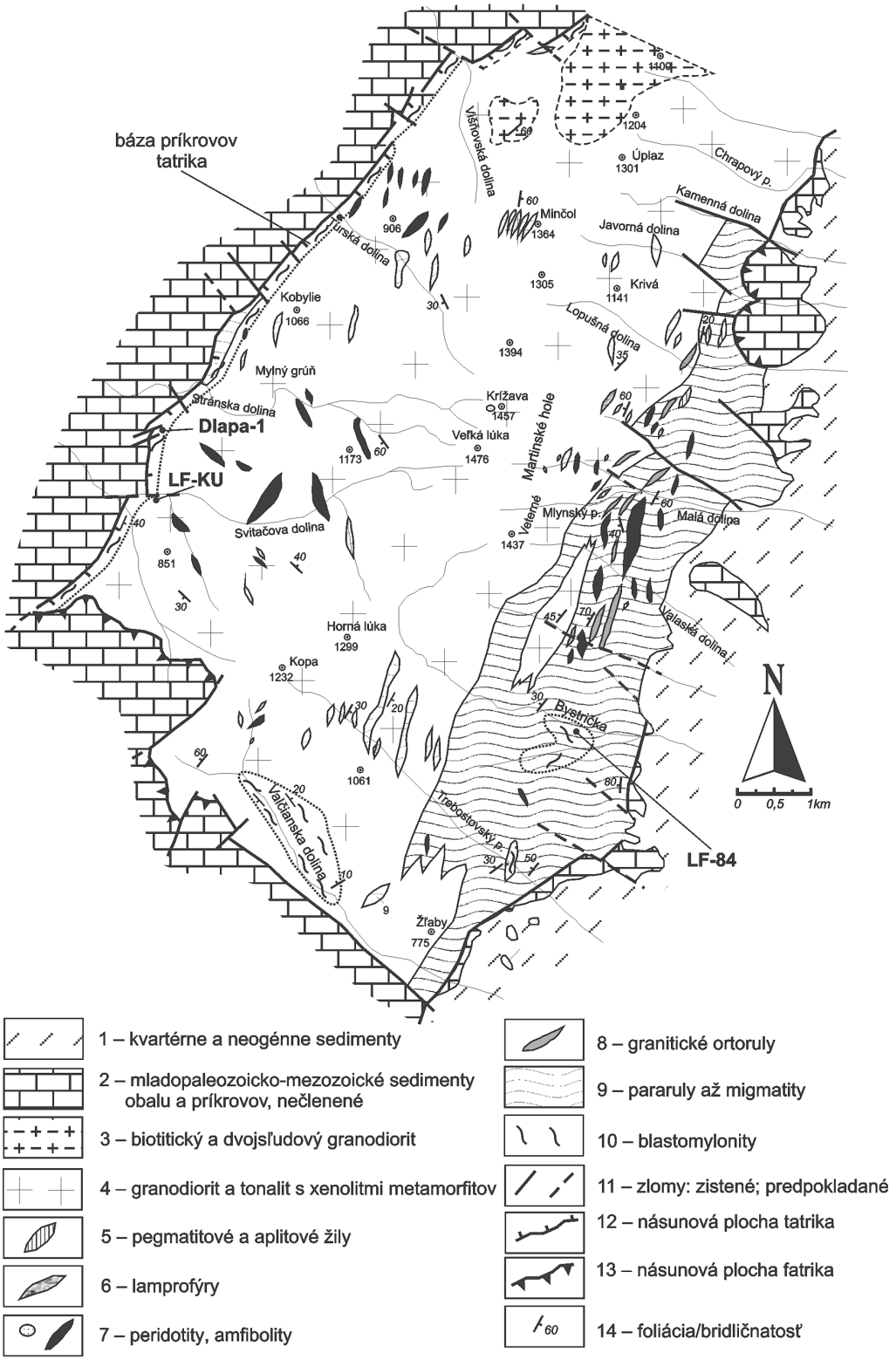
Alpínska stavba a vývoj

Permská vnútrokontinentálna sedimentácia a spodnotriasová transgresia plážových sedimentov nasvedčuje, že komplexy kryštalinika boli obnažené eróziou asi pred 250 mil. r. Potom sa počas jursko-kriedovej extenzie znova ponorili do hĺbky niekoľko km a boli zakryté mezozoickými sedimentmi. Predpokladáme, že ďalšia etapa ich ponorenia nastala počas kriedovej kolízie, ako aj následná postmetamorfná exhumácia. Opätovné ponorenie sa mohlo uskutočniť počas ranoterciérnej extenzie a paleogénnej sedimentácie (Danišík et al., 2004). Podľa FT datovania apatitu indikujúceho vychladnutie komplexu na 100 – 120 °C pred 21 – 15 mil. r. (Kráľ, 1977; Kráľ in Hók et al., 2002) v hĺbke 3 – 3,6 km môžeme usúdiť, že v terciéri nastal nový výzdvih. V ďalšom období pokračoval výzdvih spojený s eróziou sedimentárneho obalu. V bystričských vrstvách neogénu Turčianskej kotliny, zaraďovaných na rozhranie miocén – pliocén, je materiál z kryštalinika Lúčanskej Fatry. Svedčí to o vynorení a erózii fundamentu.

Staršia alpínska etapa

Kriedová tektonometamorfóza fundamentu a obalu je typická aj pre oblasť tatrika CZK (Putiš, 1986, 1991, 1992; Plašienka et al., 1997a, b). Potvrdilo ju aj K-Ar datovanie blastomylonitov bázy tatrika v Malých Karpatoch a Považskom Inovci na zhruba 90 – 75 mil. r. (Putiš, 1991). Skrátenie kôry v severnej časti CZK sprevádzal presun príkrovov fatrika a hronika po turóne (asi od 90 mil. r.) z JV na SZ.

V Lúčanskej Fatre sa výskyt blastomylonitovej zóny s miernym sklonom na JV uvádza pri západnom okraji kryštalinika z oblasti Kunerádskej doliny. Podobne sa spomína aj subhorizontálna zóna blastomylonitov, miestami s miernym sklonom na SZ, z oblasti doliny Bystrička. Interpretujú sa ako násun kryštalinika na permsko-mezozoické sedimenty antiklinály Kozla (Putiš in Krist et al., 1992; Putiš et al., 2003), ktoré sa považujú za obal tatrika (Rakús – ed., 1988), resp. obal infratatrika, a to na základe analógie s Považským Inovcom (Putiš, 1992; Plašienka



Obr. 2. Zjednodušená geologicko-štruktúrna mapa Lúčanskej Fatry s lokalizáciou študovaných hornín (Putiš et al., 2003, upravená).

Fig. 2. Schematic geological-structural map of the Lúčanská Fatra Mts. (Putiš et al., 2003, modified) with location of studied rocks. 1 – Quaternary and Neogene sediments; 2 – Mesozoic subautochthonous cover and nappe complexes undivided; 3 – biotite and muscovite-biotite granodiorite; 4 – granodiorite and tonalite with xenoliths of metamorphic rocks; 5 – pegmatite and aplite veins; 6 – lamprophyres; 7 – peridotite, amphibolite; 8 – granitic orthogneiss; 9 – paragneiss to migmatite; 10 – blastomylonites; 11 – faults: observed, assumed; 12 – thrust plane of the Tatric basement and cover nappes; 13 – thrust plane of the Fatric cover nappes; 14 – foliation/schistosity.

et al., 1997b). Výskyt tejto tektonickej zóny potvrdzujú Hók et al. (2000) na západnom okraji kryštalinika medzi Turskou a Kunerádskou (Svitačovou) dolinou. Sericit blastomylonitu z oblasti Valčianskej doliny sa metódou $^{40}Ar/^{39}Ar$ datoval na približne 72 mil. r. (Hók et al., 2000).

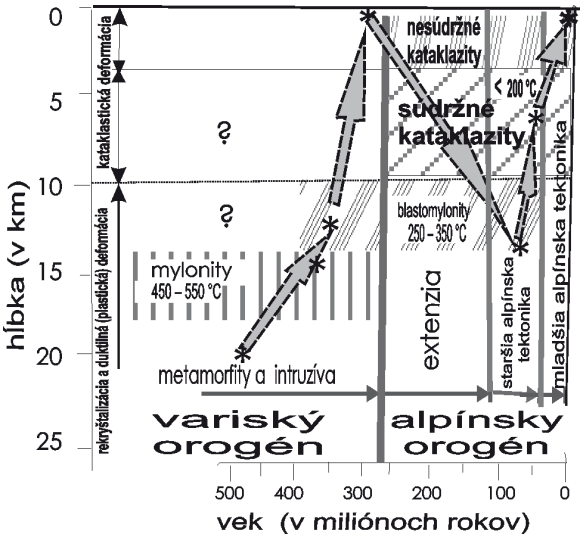
Mladšia alpínska etapa

Vo Višňovskej doline na styku kryštalinika s mezozoikom sa vyskytuje kataklastická zóna. V prieskumnej štôlni pre tunel Višňové – Dubná skala má zóna kataklazitov šírku asi 350 m a strmý sklon (70 – 80° na VSV). Naznačuje prešmyk kryštalinika na mezozoikum, ale aj ľavostranný posun (Hók et al., 2002). V prieskumnej štôlni Hók et al. (l. c.) zistili v kryštaliniku početné poruchové zóny so šírkou od 0,1 do 2 m, resp. od 5 do 12 m. Najviac zastúpený je systém smeru S – J a SV – JZ. V spodnom miocéne prevládala kompresia v smere SZ – JV a do tohto obdobia zaraďujú kataklazity na spätných prešmykoch. V období stredného miocénu až pliocénu vznikali okrajové zlomy sv.-jz. smeru v súvislosti s extenziou v smere SZ – JV. Uvádzajú aj extenziu v smere VSV – ZJZ, pri ktorej je väčšina poklesových zlomov orientovaná v smere S – J so sklonom na V. Mladšie strmé zlomy s horizontálnymi posunmi vznikali pri kompresii orientovanej v smere SSV – JJZ a ešte mladšie pri kompresii v smere SZ – JV až SSZ – JJV. Posledné z nich sa prejavujú aj v sladkovodnom vápenci pri Dubnej skale. Niektoré zlomy v prieskumnej štôlni súvisia pravdepodobne až s recentnou extenziou v smere SV – JZ.

Použité metódy výskumu

Terénna časť výskumu pozostávala z mapovania blastomylonitových a kataklazitových zón v oblasti západného okraja kryštalinika a jeho styku s komplexmi mezozoika, orientačnej mezoštruktúrnej analýzy a odberu orientovaných vzoriek. Na vybraných úsekoch sa aplikovala geofyzikálna odporová metóda (vertikálne elektrické sondovanie, VES) s hĺbkovým dosahom do 50 m na zistenie pokračovania pripovrchových litologicko-tektonických rozhraní do hĺbky.

V laboratórnej časti sa stanovili podmienky alpínskej tektonometamorfózy podľa novotvorených minerálov (svetlé sľudy, chlority a živce) blastomylonitov, ako aj ich chemického zloženia zisteného metódami elektrónovej mikroanalýzy. Röntgenový reflexný textúrny goniometer (na univerzite v Grazi) sa použil na meranie prednostnej orientácie minerálnych agregátov kremeňa. Predalpínsky vek kryštalinika a jeho vyššieteplotnej etapy metamorfózy dokumentujeme na veku zirkónu granitickej ortoruly zistenom na iónovej mikrosonde (SHRIMP, Ústav geológie a geochronológie v Petrohrade). Neskorovariský vek nízkoteplotnej retrográdnej metamorfózy a chladnutia kryštalinika, ako aj alpínsky vek blastomylonitov dokladáme $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovaním svetlej sľudy (CEAL, GÚ SAV Bratislava). Klasifikujeme ju na základe chemických analýz (EMP, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava) a využívame ju aj na odhad tlaku podľa obsahu Si pfu.



Obr. 3. Model vývoja deformačných štruktúr v kryštaliniku Lúčanskej Fatry. Hviezdičkami je vyznačený vek datovaných hornín Lúčanskej Fatry (z kapitoly o výsledkoch).

Fig. 3. Evolution model of deformation structures in the crystalline basement of the Lúčanská Fatra Mts. Stars indicate ages of dated rocks from the Lúčanská Fatra Mts. (from the chapter Results).

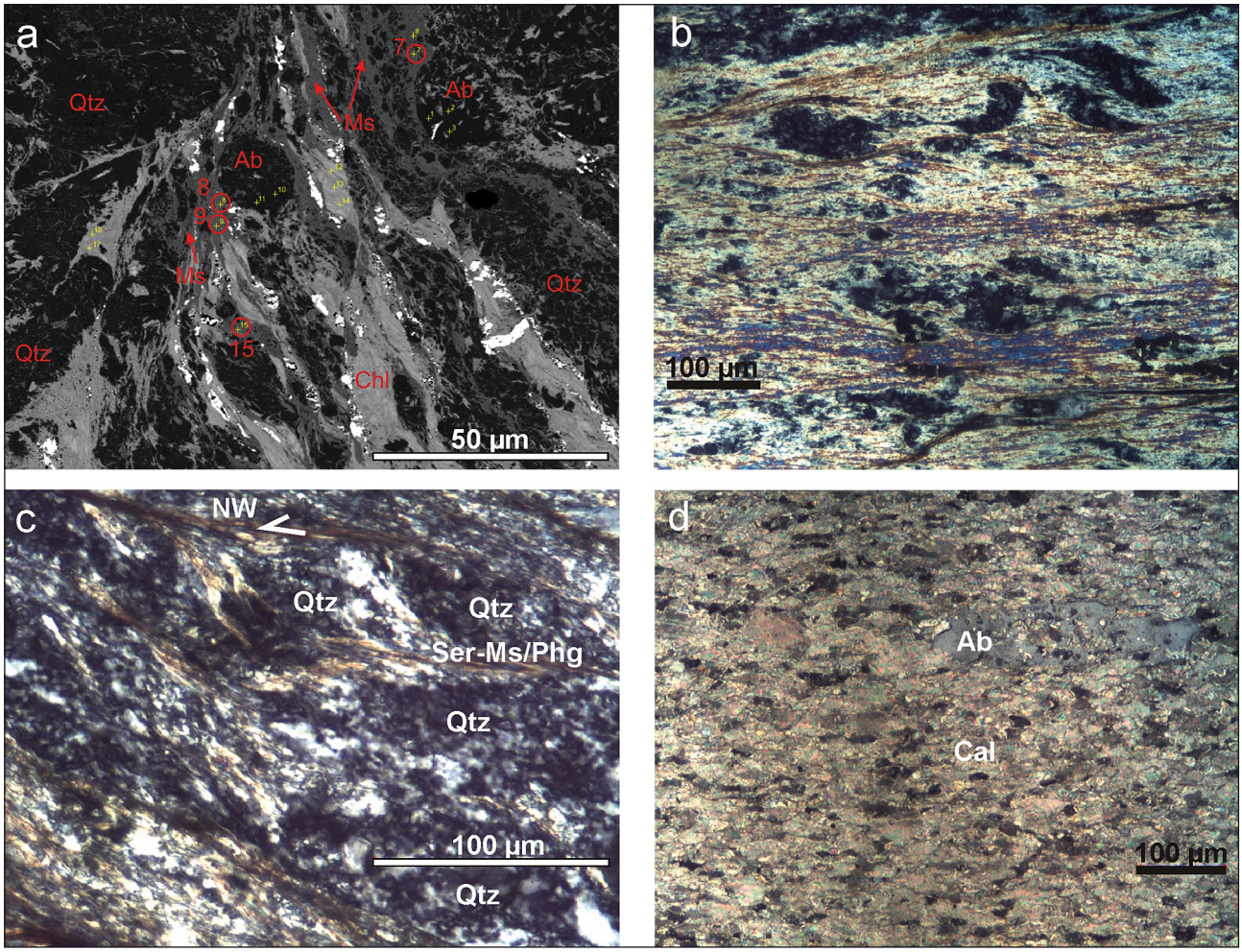
Výsledky

Vek malofatranského kryštalinika a datované etapy jeho vývoja

Podľa datovania oscilačných prírastkových zón magmatického zirkónu (Th/U = 0,1 – 0,42) metódou SHRIMP je vek granitického protolitu ortorúl 497 ± 6 mil. r. (stredné až neskoré kambrium). Je to vek zhodný s väčšinou ortorúl CZK (Putiš et al., 2008). To môže naznačovať, že vek okolitých metamorfitov, do ktorých sa tieto paleogranitoidy intruzívne umiestnili, je veľmi pravdepodobne predkambrický. Niektoré zirkóny, resp. vonkajšie nepravidelné lemy (Th/U = 0,01 – 0,04) na magmatických zirkónoch javia metamorfný vek 408 mil. r. Zirkón, ktorý kryštalizoval z anatektickej taveniny, má vek 356 mil. r., čo je aj vek migmatitov. Vek neskorovariskej retrográdnej metamorfózy a chladnutia sa zistil na svetlej sľude pararúl a migmatitov metódou $^{40}Ar/^{39}Ar$ v intervale 317 – 248 mil. r. (Putiš et al., 2009). Alpínsky vek blastomylonitov dokladáme $^{40}Ar/^{39}Ar$ vekom svetlej sľudy v intervale 90 – 70 mil. r. (nasledujúci paragraf s obr. 7). Vek výzdvihu a vychladnutia kryštalinika na 100 – 120 °C preberáme z výsledkov FT datovania apatitu (21 – 15 mil. r.; Kráľ, 1977; Kráľ in Hók et al., 2002). Veky zistené pomocou uvedených geochronologických metód sú vyznačené na obr. 3 hviezdičkami.

Mikrostavby tektonitov a minerálna mechanika deformačných zón

Staršia alpínska tektonometamorfná reaktivácia kryštalinika Lúčanskej Fatry bola nízkoteplotná. Naznačujú



Obr. 4. Mikrostavba blastomylonitov ako výsledok plastickej deformácie a rekryštalizácie charakterizuje tektonickú bázu tatrického kryštalinika Lúčanskej Fatry: a – mikroštruktúra blastomylonitu amfibolickej ruly (vz. LF-84, dolina Bystrička) v spätne rozptýlených elektrónoch (BSE); chemické analýzy svetlej sľudy (LF-84/7, 8, 9, 15) sú v tab. 1; b, c – blastomylonit pararuly s novotvoreným agregátom Ser-Ms/Phg a šošovkami dynamicky rekryštalizovaného Qtz; detail asymetrickej S-C stavby na obr. c naznačuje tektonický transport na SZ (b, c – vz. Dlapa-1 s chemickými analýzami svetlej sľudy č. Dlapa-1a – d v tab. 1); d – dynamicky rekryštalizovaný agregát kalcitu sivého vápenca s novotvoreným Ab pod násunovou plochou kryštalinika s blastomylonitmi, lokalita Dlapa.

Fig. 4. Microstructure of blastomylonites as a result of ductile deformation and recrystallization characterizes the hanging wall of the Tatric crystalline basement in the Lúčanská Fatra Mts.: a – microstructure of an amphibole bearing paragneiss (sample LF-84, Bystrička Valley), BSE image; chemical (EMP) analyses of white mica (LF-84/7, 8, 9, 15) are in Tab. 1; b, c – blastomylonite of a paragneiss with newly-formed Ser-Ms/Phg aggregate and lenses of dynamically recrystallized Qtz; a detail of asymmetric S-C fabrics in figure c indicates NW-ward tectonic transport (b, c – sample Dlapa-1 with chemical analyses of white mica No. Dlapa-1a – d in Tab. 1); d – dynamically recrystallized Cal aggregate of a gray limestone with newly-formed Ab in the footwall of crystalline thrust-fault, Dlapa locality.

ju zóny blastomylonitov na okrajoch, resp. aj v erozívnych oknách kryštalinika v hlboko zarezaných dolinách (obr. 2). Príkladom je násunová plocha sz. okraja kryštalinika cez zbridličnatené a mramorizované karbonáty, exhumovaná pri východnom okraji permsko-mezozoických sedimentov antiklinály Kozla napr. v Kunerádskej (Svitačovej) doline. Ďalšia významná zóna blastomylonitov sa nachádza vo Valčianskej doline a v dolinách na SZ od Bystričky a Trebostova. Môžu predstavovať pokračovanie násunovej plochy západného okraja kryštalinika, naznačujúc jeho značnú alochtonitu. Hrúbka blastomylonitov je niekoľko desiatok metrov. Predstavujú významnú zónu lokalizácie deformačného napätia pri relatívne nízkej teplote (okolo 300 °C) a vysokej rýchlosti deformácie (asi 10^{-10} s^{-1}). Sú to takmer hraničné podmienky mechanickej aktivity (reológie) kremeňa.

Metamorfná rekryštalizácia v blastomylonitoch kryštalinika zodpovedá fácii nízkoteplotných zelených bridlíc (Qtz, Chl, Ser-Ms alebo Phg, Ep, Czo, Ab; obr. 4, 5; tab. 1). Aktívnu reológiu kremeňa (vz. LF-84) so sklzom na bazálnych a prizmatických plochách v smere kryštalografickej osi *a* (obr. 6) potvrdzuje kombinácia obvodových maxím so stredovým maximom koncentrácie osí *c*. Izolínie príslušnej farby znamenajú koncentráciu osí *c* v percentách z celkového počtu meraní osí *c* na reflexnom textúrnom goniometri (zhruba 1 000). Aktívna reológia kremeňa

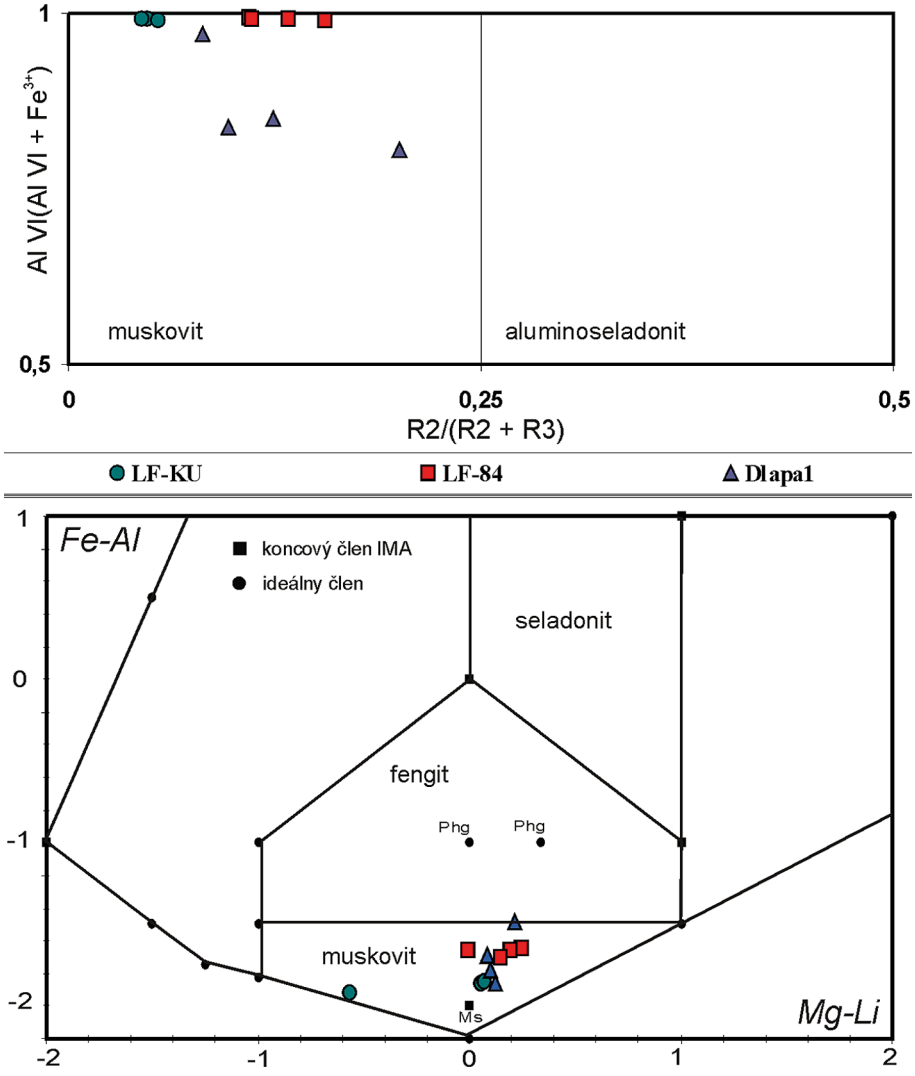
Tab. 1
Chemické analýzy svetlej sľudy z blastomylonitov Lúčanskej Fatry. Vzorky LF-84, LF-KU a Dlapa-1a – c obsahujú Ser-Ms. Vzorka Dlapa-1d obsahuje Ser-Phg.
Chemical analyses of the white mica from blastomylonites of the Lúčanská Fatra Mts. Samples LF-84, LF-KU and Dlapa-1a – c contain Ser-Ms. Sample Dlapa-1d contains Ser-Phg.

	LF-84/7	LF-84/8	LF-84/9	LF-84/15	LF-KU	LF-KU	LF-KU	Dlapa-1a	Dlapa-1b	Dlapa-1c	Dlapa-1d
SiO_2	50,54	49,31	48,35	50,18	46,15	46,21	46,66	50,06	51,78	48,94	51,08
TiO_2	0,03	0,08	0,22	0,02	0,24	0,34	0,36	0,06	0,04	0,21	0,10
Al_2O_3	31,52	31,80	33,43	32,21	35,96	36,23	36,20	34,42	35,52	35,21	29,72
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,17	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe (total)	1,49	1,43	1,06	1,44	0,83	0,76	0,93	1,91	0,87	3,38	3,86
FeO	1,33	1,28	0,95	1,29	0,59	0,53	0,66				
Fe_2O_3	0,15	0,15	0,11	0,15	0,19	0,17	0,21				
MnO	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,05	0,04	0,03	0,03
MgO	2,48	1,98	1,69	1,51	0,65	0,58	0,74	1,00	1,28	0,84	2,16
CaO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01
Na_2O	0,21	0,21	0,39	0,47	1,10	2,29	2,02	0,09	0,11	0,30	0,00
K_2O	10,97	10,98	10,84	10,39	9,46	8,15	8,37	9,55	8,24	8,33	9,07
F	0,00	0,00	0,11	0,50	1,43	0,00	0,00				
Cl	0,00			0,00	0,01			0,00	0,25	0,00	0,00
NiO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	97,33	95,82	96,14	96,74	95,87	94,78	95,35	97,15	98,18	97,30	96,03
Mol. Frac. (11 O)											
Si	3,30	3,26	3,18	3,26	3,11	3,08	3,09	3,25	3,27	3,18	3,38
Al^{3+} (IV)	0,70	0,74	0,82	0,74	0,89	0,92	0,91	0,75	0,73	0,82	0,62
Al^{3+} (VI)	1,72	1,74	1,77	1,73	1,97	1,92	1,91	1,89	1,91	1,88	1,71
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01				
Fe^{2+}	0,07	0,07	0,05	0,07	0,03	0,03	0,04	0,10	0,05	0,18	0,21
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,24	0,19	0,17	0,15	0,07	0,06	0,07	0,10	0,12	0,08	0,21
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,03	0,05	0,06	0,14	0,30	0,26	0,01	0,01	0,04	0,00
K	0,91	0,93	0,91	0,86	0,81	0,69	0,71	0,79	0,66	0,69	0,77
Total	7,05	7,02	7,01	6,95	7,09	7,04	7,05	7,10	7,08	7,16	7,14
Charge Balance	22,07	22,00	21,96	21,82	22,26	22,12	22,11	22,15	22,02	22,15	22,15
$Al^{VI}/(Al^{VI} + Fe^{3+})$	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,84	0,97	0,85	0,81
$R^{2+}/(R^{2+} + R^{3+})$	0,16	0,13	0,11	0,11	0,05	0,04	0,05	0,10	0,08	0,12	0,20
Mg-Li	0,24	0,19	0,14	–0,01	–0,56	0,06	0,07	0,10	0,12	0,08	0,21
Fe-Al	–1,64	–1,66	–1,70	–1,65	–1,92	–1,86	–1,85	–1,78	–1,86	–1,69	–1,49

dokazuje minimálnu teplotu deformácie od zhruba 280 do 300 °C. Asymetria modelov v reze XZ konečnej deformácie vo vzťahu k horizontálnej rovine XY (vodorovná čiara v diagrame) naznačuje zmysel tektonického transportu tatrického komplexu Lúčanskej Fatry na blastomylonitovej zóne smerom na SZ pozdĺž mezoskopicky pozorovateľnej lineácie roztiahnutia. Ide o rovnaké blastomylonity, ako sú tie, ktoré vystupujú napr. v hlbokom zárezе Valčianskej doliny alebo pozdĺž západného okraja kryštalinika medzi Kunerádskou (Svitačovou) a Turskou dolinou (obr. 2).

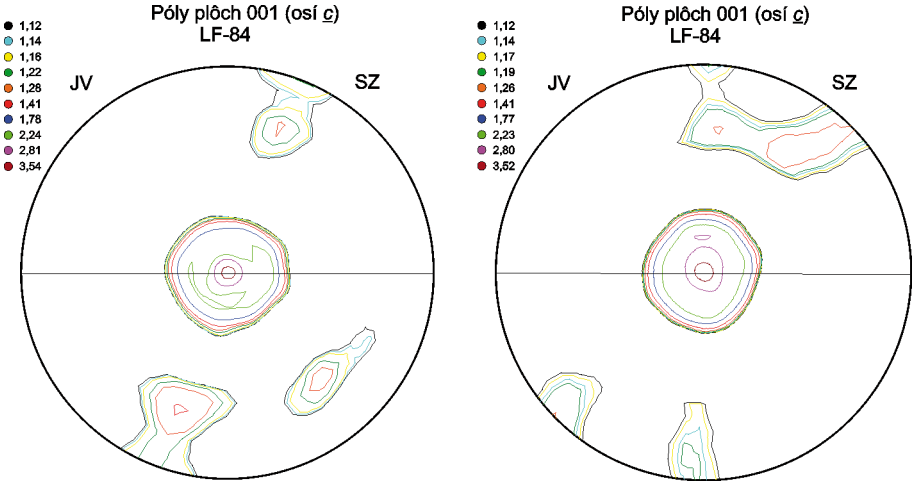
Časť blastomylonitov z oblasti Dlapy pri západnom okraji kryštalinika (obr. 2) obsahuje illitický fengit s obsahom 3,38 Si pfu (vz. Dlapa-1d; tab. 1) a naznačuje strednotlakové ponorenie pri tlaku 5 – 6 kbar (hĺbka ~ 16 – 19 km) a T okolo 300 °C pod príkrovy tatrika, fatrika a hronika (fengitový barometer podľa Massonneho a Schreyera, 1987). Rovnakú hĺbku naznačuje novotvorený sericitický muskovit blastomylonitov s obsahom Si od 3,08 do 3,30 pfu (tab. 1; vz. LF-84 a LF-KU) pri T okolo 300 °C. Sivé mramorizované karbonáty pod násunovou plochou kryštalinika s blastomylonitmi na tejto lokalite (Dlapa) pri východnom okraji antiformy Kozla sú dvojčatne lamelované a dynamicky rekryštalizované, a teda odrážajú podmienky tej istej deformačnej zóny. Lineácia roztiahnutia v zbridličnatených karbonátoch je omnoho menej výrazná ako v blastomylonitoch a naznačuje tektonický transport z JV na SZ. S tým súvisia aj pozorované asymetrické S-C stavby blastomylonitov na lokalite Dlapa (obr. 4b – c), rovnako naznačujúce tektonický transport tatrika na SZ.

Novotvorená svetlá sľuda blastomylonitov (vz. LF-84; obr. 4) zo subhorizontálnej tektonickej zóny pri východnom okraji doliny Bystrička sa datovala metódou $^{40}Ar/^{39}Ar$



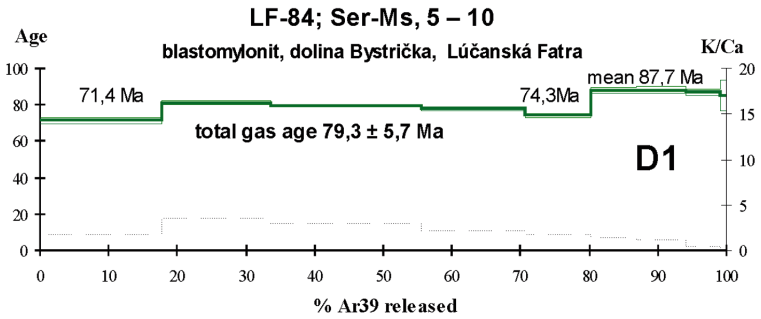
Obr. 5. Klasifikácia svetlých sľúd blastomylonitov z Lúčanskej Fatry: podľa diagramu Riedera et al. (1998) vo vrchnej časti a diagramu Tischendorfa et al. (2004) v spodnej časti obrázka. Chemické analýzy sľúd sú v tab. 1.

Fig. 5. Classification of the white micas in blastomylonites of the Lúčanská Fatra Mts.: diagram after Rieder et al. (1998) is located in the upper part and diagram after Tischendorf et al. (2004) in the lower part of the figure. Chemical (EMP) analyses are presented in Tab. 1



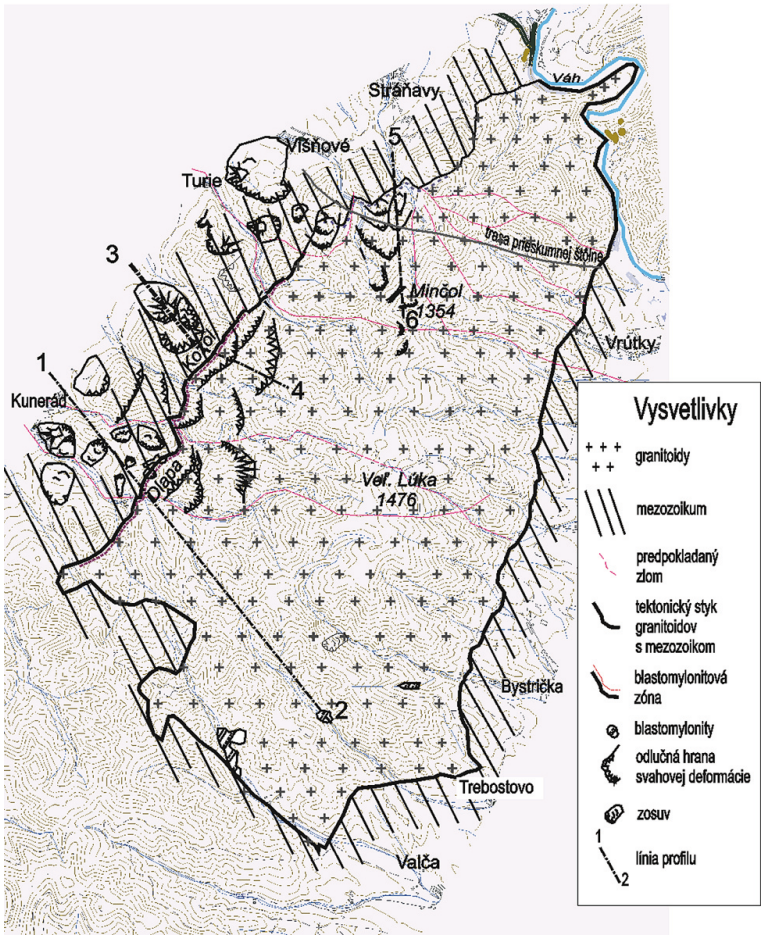
Obr. 6. Asymetria modelov kryštalografickej prednostnej orientácie kremeňa v reze XZ z blastomylonitov bázy kryštalinického fundamentu tatrika (dolina Bystrička, LF-84) dokumentuje tektonický transport tatrického komplexu na SZ.

Fig. 6. Asymmetry of the crystallographic preferred orientation patterns of quartz in XZ section from blastomylonites in the hanging wall of the Tatric crystalline basement (Bystrička Valley, LF-84) documents tectonic transport of the Tatric complex towards the NW.



Obr. 7. Rozpätie $^{40}Ar/^{39}Ar$ vekov blastomylonitickej svetlej sľudy vzniknutej rekryštalizáciou živcov a muskovitu blízko bázy kryštalinického fundamentu tatrika v doline Bystrička.

Fig. 7. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of blastomylonitic white mica formed by recrystallization of feldspars and muscovite in the hanging wall of the Tatric crystalline basement in the Bystrička Valley.



Obr. 8. Lokalizácia svahových deformácií a profilov v kryštaliniku Lúčanskej Fatry.

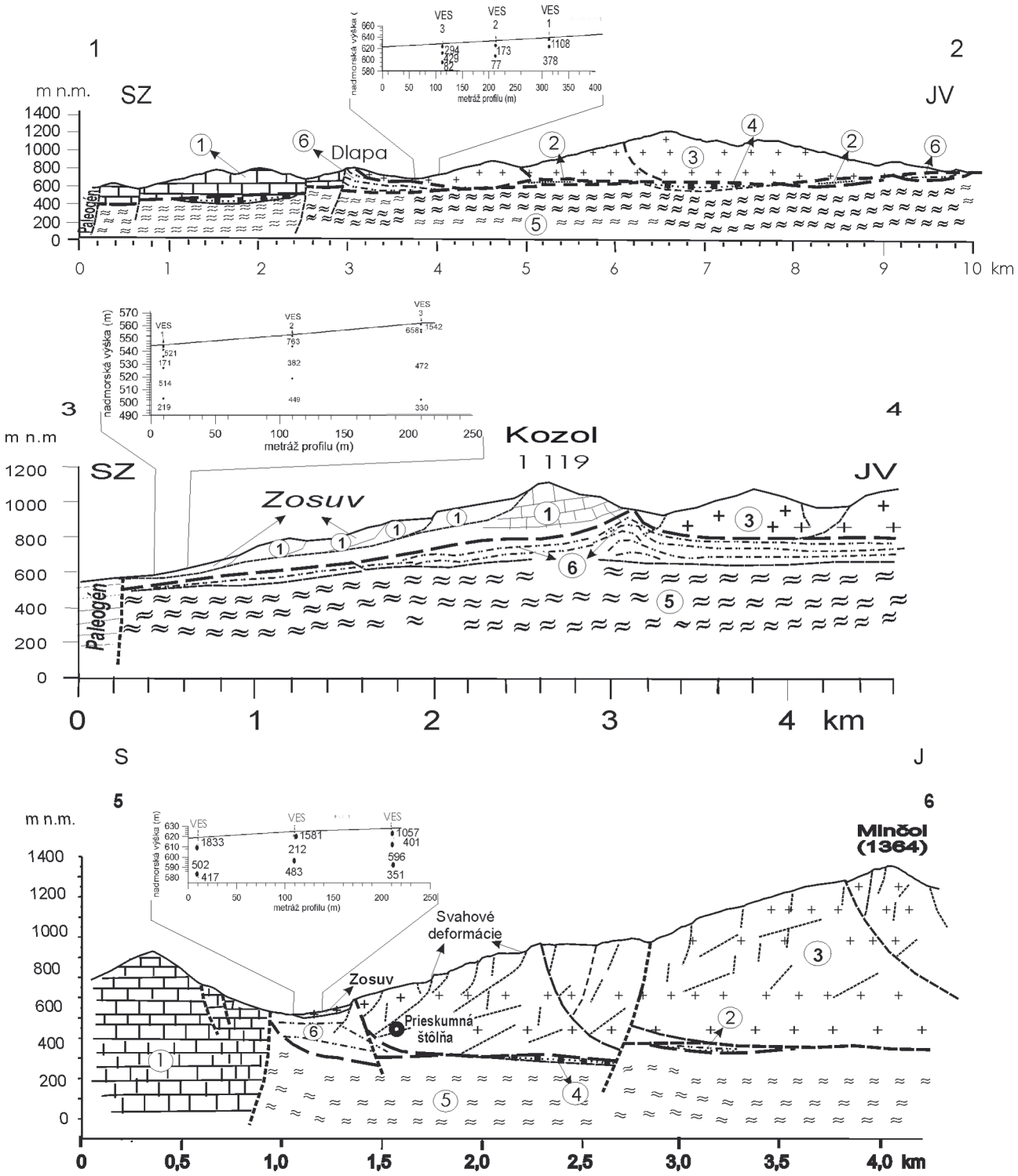
Fig. 8. Location of slope deformations and profiles in crystalline rocks of the Lúčanská Fatra Mts.

v intervale 90 – 70 mil. r. (obr. 7). Hoci neposkytuje „plateau" vek, naznačuje zhruba interval rekryštalizácie živcov a muskovitu rúl a migmatitov na novotvorenú jemnozrnnú svetlú sľudu (Ser-Ms/Phg) počas ich vrchnokriedovej blastomylonitizácie.

Zóny kataklazitov majú zvyčajne strmší sklon a predstavujú čiastkové prešmykové zlomy a súčasne vyššiu štruktúrnu úroveň ako blastomylonity. Vznikli buď počas hlavného násunu kryštalinika, alebo až pri uvoľnení kompresie. Typickým príkladom je systém kataklazitových zón sv.-jz. smeru v centrálnej časti kryštalinika v profile doliny Bystrička a Trebostovskej doliny s omladzovaním pohybu podľa viacerých systémov lineácie. Častejšie ale predstavujú mladšie zlomové plochy so sprievodnými tektonickými brekciami, ultrakataklazitmi alebo aj tektonickým ílom. Tie by mohli patriť k prejavom mladšej alpínskej tektoniky s pokračovaním do telies mezozoických príkrovov fatrika a hronika, resp. aj paleogénu a neogénu. Tento typ predstavuje aj strmý styk kryštalinika a obalu vo vzťahu k triasovo-kriedovej sukcesii mezozoika (infratatrika?, fatrika?) od Turskej doliny až po Višňové (obr. 2). Tento systém sa prejavuje aj na styku kryštalinika a mezozoika v tuneli Višňové – Dubná skala, kde blastomylonity „typu Dlapy" chýbajú a prítomné sú len kataklazity. Vo východnej časti Lúčanskej Fatry a severného Žiaru do tejto skupiny zaraďujeme extenzno-gravitačné sklzávanie vyzdvihnutých blokov do Turčianskej panvy až na neogénne sedimenty, overené aj geofyzikálnymi metódami (Stanková a Putiš, 1998) napr. pri sv. okraji pohoria Žiar. Svedčí o tom napr. aj odlučná hrana vysoká niekoľko desiatok metrov na východnom svahu Dutej skaly severne od Vrícka.

Svahové deformácie viazané na strižné zóny s blastomylonitmi a kataklazitmi

Svahové deformácie v kryštaliniku sa vyskytujú najmä na západnom okraji masívu Lúčanskej Fatry (obr. 8). Časť z nich sa viaže práve na strižné zóny, či už v kryštaliniku (profil 3 – 4 a 5 – 6 na obr. 9), alebo aj v mezozoiku, napr. na svahoch Kozla (profil 3 – 4 na obr. 9). Svahové deformácie viazané na hlbšie štruktúry sú vyvolané diferencovaným poklesom na zlomoch následkom deformácií v slieňovcových a ílovcových polohách v mezozoiku v podloží strižno-násunových zón s blastomylonitmi a ultrakataklazitmi, prípadne spätným poklesom po čiastkových listrických násunových zónach, ako je to napr. na Minčole (profil 5 – 6 na obr. 9). Pokračovanie bridličnatého mezozoika do podložia stredne až mierne sklonenej strižno-násunovej zóny kryštalinika je na povrchu viditeľné povyše horárne v Kunerádskej doline a v oblasti kóty Dlapa (profil 1 – 2 na obr. 9). Prejavuje sa aj nízkymi hodnotami elektrického odporu vo vertikálnom reze zostavenom z výsledkov merania na geofyzikálnom profile.



Obr. 9. Schematické geologické profily. Situácia je vyznačená na mape na obr. 8. Čísla v krúžku: 1 – triasovo-kriedová sukcesia mezozoika infratatrika(?) alebo fatrika(?); 2 – obal tatrika; 3 – fundament tatrika; 4 – predpokladaný obal infratatrika; 5 – fundament infratatrika; 6 – nejasná príslušnosť sedimentov spodného (kremence) a stredného (sivé vápence a dolomity) triasu k obalu infratatrika alebo tatrika. Čísla v geofyzikálnych profiloch predstavujú hodnoty odporu v Ωm.

Fig. 9. Schematic geological profiles. Location in Fig. 8. Numbers in circles: 1 – Mesozoic, Triassic-Cretaceous succession of the Infratatric? or Fatric? units; 2 – Tatric sedimentary cover; 3 – Tatric basement; 4 – supposed Infratatric cover; 5 – Infratatric basement; 6 – unclear classification of Lower Triassic (quartzites) and Middle Triassic (grey limestones and dolomites) sedimentary rocks as the Infratatric or the Tatric cover. Numbers in geophysical profiles represent resistance values in Ωm.

Na úpätí západného svahu Kozla (profil 3 – 4 na obr. 9) a v doline východne od Stráňav (profil 5 – 6 na obr. 9) sa porovnateľné hodnoty odporu zistili v podloží povrchového zosunu kryštalinika na mezozoikum. Predpokladáme, že na násunovej zóne došlo aj k extenzii masívu Minčola s poklesnutím jeho vrcholovej časti (obr. 8, 9).

Diskusia

Násunová plocha kryštalinika Lúčanskej Fatry s blastomylonitmi (Putiš in Krist et al., 1992; Putiš et al., 2003) má podobný charakter ako napr. hrádocko-zlatnícka strižno-blastomylonitová zóna v Považskom Inovci, ktorá sa považuje za tektonický styk tatrika a infratatrika (Putiš, 1992). Podobný význam má aj borinská a modranská strižná zóna v Malých Karpatoch na báze bratislavsko-modranského príkrovu tatrika cez orešiansku a borinskú jednotku infratatrika. Navyše, majú rovnaký, vrchnokriedový vek. Preto ju aj v Lúčanskej Fatre interpretujeme ako bázu príkrovov tatrika nasunutých na infratatrikum. Dokumentujú to aj znížené hodnoty elektrického odporu hornín vo vertikálnom reze zostavenom z meraní na geofyzikálnom profile vedenom v tejto zóne (obr. 9). Termín „blastomylonit" je veľmi výstižný, pretože okrem rekryštalizácie (blastézy) živcov a muskovitu na svetlú sľudu, resp. minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, a biotitu na chlorit sa kremeň správa plasticky vďaka svojej dynamickej rekryštalizácii. To je zasa jav typický pre mylonity (Passchier a Trouw, 2005).

Za tektonickú hranicu medzi tatrikom a infratatrikom považujeme západný okraj kryštalinika a obalu Lúčanskej Fatry (tatrikum) s blastomylonitmi kryštalinika nasunutého na mramorizované a zbridličnatené karbonáty (vápence stredného triasu?) a kremence, ktoré sa exhumovali na styku tatrika Lúčanskej Fatry so sedimentárnymi komplexmi antiformy Kozla, v jadre ktorej predpokladáme komplexy infratatrika (Putiš et al., 2003) prekryté fatrikom (obr. 9). Interpretáciu celej permsko-mezozoickej sekvencie antiklinály Kozla ako fatrika (Rakús a Hók, 2003) spochybňuje násun tatrika s blastomylonitmi na zbridličnatené a mramorizované karbonáty východného okraja antiformy, t. j. údajného fatrika. Blastomylonity severnej hrany tatrika (Putiš et al., 2009; Sulák et al., 2009) sa tvorili v časovom intervale zhruba od 90 do 80 mil. r. a chladli približne do 70 mil. r., t. j. s presunom a tesne po presune fatrika cez tatrikum, ale metamorfované fatrikum ostalo súčasťou svojej „domovskej" oblasti severného veporika. Preto slabo metamorfovanú a tektonicky zbridličnatenú časť mezozoika východnej časti antiformy Kozla interpretujeme buď ako obal tatrika začlenený do tejto tektonickej („šupinovej") zóny, alebo je to už obal kryštalinického fundamentu podložného infratatrika, tektonicky prekrytého fatrikom ďalej na severozápad (obr. 9). Ináč by sme museli pripustiť, že tatrikum je nasunuté na fatrikum (navyše metamorfované), čo v CZK nemá analógiu.

Záver

Značnú alochtonitu kryštalinika Lúčanskej Fatry naznačuje jeho násun na mramorizované, resp. výrazne zbridličnatené a dynamicky rekryštalizované karbonáty východného okraja antiformy Kozla medzi Kunerádskou (Svitačovou) a Turskou dolinou. Blastomylonity bazálnej časti nasunutého kryštalinika vychádzajú na povrch aj v hlboko zarezaných dolinách východného okraja neogénnej hrasti – vo Valčianskej, Trebostovskej a Bystričskej doline. Vznikli pri teplote 280 – 320 °C a tlaku okolo 5 – 6 kbar (hĺbka ~ 16 – 19 km). Podľa $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovania novotvorenej (blastomylonitickej) svetlej sľudy majú vrchnokriedový vek (90 – 70 mil. r.). Zrejme súvisia s násunom tatrika na infratatrikum. Kinematika sz. transportu na blastomylonitoch je doložená aj modelmi kryštalografickej prednostnej orientácie (pólové diagramy osí *c*) kremeňa, dokonca z blastomylonitov východného okraja kryštalinika v doline Bystrička (vz. LF-84).

Kataklazity, ultrakataklazity a tektonické brekcie, miestami s tektonickým ílom, predstavujú sčasti sprievodnú krehkú deformáciu nasúvaného telesa vo vyššej štruktúrnej úrovni, ale najmä syn- a postexhumačné zlomové štruktúry neskorovrchnokriedového, resp. terciérneho veku.

Svahové deformácie sa viažu na okraj kryštalinika s blastomylonitmi v jz. časti pohoria stenčený eróziou, resp. na kataklazitovo-ultrakataklazitové zlomové zóny s tektonickými brekciami na sz. svahoch, ktoré predstavujú predisponované zóny mechanického oslabenia skalných hornín. Nie sú výnimočné ani v centrálnej a východnej časti pohoria.

Poďakovanie. Táto práca vznikla s pomocou Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0279-07 a č. APVV-0158-06 a Vedeckej grantovej agentúry MŠ SR na základe grantov č. 1/4045/07 a 1/4038/07. Ďakujeme recenzentom Z. Némethovi a J. Madarásovi za konštruktívne posúdenie a návrhy na zlepšenie pôvodného rukopisu.

Literatúra

Danišík, M., Dunkl, I., Putiš, M., Frisch, W. & Král, J., 2004: Tertiary burial and exhumation history of basement highs along the NW margin of the Pannonian Basin: An apatite fission track study. *Austrian J. Earth Sci., 95/96, 60 – 70.*

Hók, J., Matejček, A., Sýkora, M., Dianiška, I., Rakús, M., Král, J., Kotulová, J., Broska, I., Hrdlička, M., Kubiš, M. & Uher, P., 2002: Tektonické a regionálne zhodnotenie výsledkov prieskumných prác zo štôlne Višňové-Dubná skala. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*

Hók, J., Siman, P., Frank, W., Král, J., Kotulová, J. & Rakús, M., 2000: Origin and exhumation of mylonites in the Lúčanská Malá Fatra Mts. (the Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 6, 325 – 334.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1989: Relics of high-grade metamorphites in the Tatric-Veporic crystalline basement of the Western Carpathians. *Miner. Slov. (Bratislava), 21, 193 – 202.*

Hovorka, D. & Méres, Š., 1993: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: Occurrences and lithology. *Miner. Slov. (Bratislava), 25, 1 – 9. (In Slovak with English abstract.)*

Ietto, F., Donato, F. F. & Ietto, A., 2007: Recent faults and landslide granitoid weathered profiles, Serre Mountains (southern Calabria, Italy). *Geomorphology, 87, 196 – 206.*

Ivanov, M. & Kamenický, L., 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. *In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 45, 187 – 212.*

Janák, M. & Lupták, B., 1997: Pressure temperature condition of high-grade metamorphism and migmatization in the Malá Fatra Crystalline complex, the Western Carpathians. *Geol. Carpath. (Bratislava), 48, 287 – 302.*

Král, J., 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 269 – 276.*

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, Comenius University Press, 324 p.*

Majdán, M., Putiš, M. & Ondrejka, M., 2004: Orthogneisses of the Veľká Lúka Massif in the Malá Fatra Mts. *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 157 – 168.*

Massonne, H.-J. & Schreyer, W., 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 96, 212 – 224.*

Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J., 2005: Microtectonics. 2nd, Revised and Enlarged Edition. *New York – Berlin, Springer--Verlag, 632 p.*

Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M. & Hovorka, D., 1997a: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 1 – 24i.*

Plašienka, D., Putiš, M., Kováč, M., Šefara, J. & Hrušecký, I., 1997b: Zones of Alpidic subduction and crustal underthrusting in the Western Carpathians. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 35 – 42.*

Putiš, M., 1986: Cataclastic metamorphism of metapelitic and metabasic rocks in the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 225 – 243.*

Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Miner. Slov. (Bratislava), 23, 459 – 473.*

Putiš, M., 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath. (Bratislava), 43, 369 – 380.*

Putiš, M., Kotov, A. B., Petrík, I., Korikovsky, S. P., Madarás, J., Salnikova, E. B., Yakovleva, S. Z., Berezhnaya, N. G., Plotkina, Y. V., Kovach, V. P., Lupták, B. & Majdán, M., 2003: Early vs. Late orogenic granitoids relationships in the Variscan basement of the Western Carpathians. *Geol. Carpath. (Bratislava), 54, 163 – 174.*

Putiš, M., Sergeev, S., Ondrejka, M., Larionov, A., Siman, P., Spišiak, J., Uher, P. & Paderin, I., 2008: Cambrian-Ordovician metaigneous rocks associated with Cadomian fragments in the West-Carpathian basement dated by SHRIMP on zircons: A record from the Gondwana active margin setting. *Geol. Carpath. (Bratislava), 59, 3 – 18.*

Putiš, M., Frank, W., Plašienka, D., Siman, P., Sulák, M. & Biroň, A., 2009: Progradation of the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge related to two subductions: Constrained by $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of white micas. *Geodin. Acta, 22, 55 – 80.*

Rakús, M. (ed.), Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, M., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Vozár, J., Vozárová, A. & Wunder, D., 1988: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Rakús, M. & Hók, J., 2003: Geologická stavba antiklinály Kozla. *Miner. Slov. (Bratislava), 35, 75 – 88.*

Rieder, M., Cavazzini, G. D., Yakonov, Y., Frank-Kamanetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. & Wones, D. R., 1998: Nomenclature of micas. *Amer. Mineralogist (Washington), 36, 905 – 912.*

Shcherbak, N. P., Cambel, B., Bartnicky, E. N. & Stepanyuk, L. M., 1990: U-Pb age of granitoid rock from the Dubná skala – Malá Fatra Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 407 – 414.*

Siivola, J. & Schmid, R. A., 2007: Systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version of 01. 02. 2007. http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html

Stanková, V. & Putiš, M., 1998: Bariérový prameň Polerieka v skĺznutej kryhe mezozoika pohoria Žiar do neogénu Turčianskej panvy. Geologicko-geofyzikálny rez. *In: Polák, R. et al. Manuskript. Bratislava, archív Hydropol.*

Sulák, M., Kaindl, R., Putiš, M., Sitek, J., Krenn, K. & Tóth, I., 2009: Chemical and spectroscopic characteristics of potassium white micas related to polystage evolution of the Central Western Carpathians orogenic wedge. *Lithos (Oslo), 113, 709 – 730.*

Tischendorf, G., Rieder, M., Förster, H.-J., Gottesmann, B. & Guidotti, C. V., 2004: A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. *Min. Mag. (London), 68, 649 – 667.*

Rukopis doručený 2. 7. 2009
Revidovaná verzia doručená 12. 11. 2009
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Blastomylonitic-cataclastic zones and their influence on slope deformations in the Lúčanská Fatra Mountains

A homogeneity and consistency of crystalline rock massifs can be disrupted by local changes in lithological nature of rock as well as by the presence of deformation zones with weakened to broken rocks. Deformation--metamorphic processes cause changes in the apperance, mineral composition and structure of such rock-tectonites in comparison with the original rocks. The paper presents the results of the investigation of the blastomylonitic and cataclastic zones in the Lúčanská Fatra Mts. from the microstructure and mineral mechanics of deformed rocks point of view and their eventual connection to existing slope deformations.

Older Alpine tectono-metamorphic reactivation of the Lúčanská Fatra crystalline basement (Figs. 1 and 2) was low-temperature (Fig. 3). It is indicated by the blastomylonite zones at the mountain peripheries (NW edge of crystalline massif) or in the erosive windows in deep valleys (Valča, Trebostovo or Bystrička Valleys). Metamorphic recrystallization in blastomylonites corresponds to greenschist facies (quartz, chlorite, sericite or phengite muscovite, epidote, clinozoisite, albite). Some blastomylonites from the Dlapa Hill on the western periphery of the crystalline massif contain illite--phengite (Figs. 4 and 5, Tab. 1). Blastomylonites formed at the temperature of 280 – 320 °C and 5 – 6 kbar of pressure in depths of 16 – 19 km. Thickness of blastomylonites is expected to some tenths of metres. The existence of blastomylonite zones indicates an allochtonous position of the Lúčanská Fatra crystalline basement, thrust over the metamorphosed and strongly foliated carbonates of the eastern part of the Kozol antiform structure. Carbonates

subjected to mechanical twinning and partly to dynamic recrystallization, reflecting P-T conditions of the same deformation zone. Extension lineation indicates the tectonic transport from SE toward the NW. Asymmetry of CPO patterns of quartz (Fig. 6) is coeval with top-to-the NW thrusting of the Tatric unit in Upper Cretaceous, according to the $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of blastomylonitic white micas (Fig. 7).

The thrust plane with blastomylonites in the Lúčanská Fatra Mts. has the similar character as for instance the Hrádok-Zlatník shear zone in the Považský Inovec Mts. that is considered to be a tectonic boundary of the Tatric and Infratatric units; or the Borinka and the Modra shear zones in the Malé Karpaty Mts., occurring on the base of the Tatric Bratislava – Modra nappe thrust over the Orešany and Borinka Infratatric units. All mentioned shear zones indicate the Upper Cretaceous ages. For these reasons the overthrust plane in the Lúčanská Fatra Mts. is interpreted as the hanging wall of the Tatric nappes thrust over the Infratatric unit.

Slope deformations in the crystalline basement of the Lúčanská Fatra Mts. occur mainly at the western edges of the mountains (Fig. 8). They are predominantly fixed on the shear zones in the crystalline massif or on the overburden Mesozoic sequences, for instance on the slopes of the Kozol Hill (profile 3 – 4 and 5 – 6, Fig. 9). Fault blastomylonite and cataclasite zones constitute disposed mechanical weakening rock zones in crystalline massif. Slope deformations are activated by differentiated fault slips as a result of deformations in marl and claystone subjacent beds of Mesozoic units, eventually by the reverse slips along fractional listric shear zones (profile 5 – 6, Fig. 9, Minčol Hill). We suppose that the enclosed top part of the Minčol Hill is a result of extension and creeping movements along the subjacent thrust (fault) plane.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 407 – 418
ISSN 0369-2086

Enkláva metamorfitu fácie modrých bridlíc v dobšinskom serpentinitovom lome – dôkaz spojitosti ultrabázického telesa s hačavskou formáciou príkrovu Bôrky

PETER IVAN a ŠTEFAN MÉRES

Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava;
ivan@fns.uniba.sk

Blueschist enclave in the Dobšiná serpentinite quarry: The evidence of the relation of the ultrabasic body to the Hačava Fm. of the Bôrka nappe (Meliatic Unit, Slovakia)

The fine-grained rock metamorphosed in the blueschist facies conditions has been found in the serpentinite quarry on the northern border of the Dobšiná town. It forms small enclave (2.5 x 3 m) enclosed in the tectonic mélange with the serpentine matrix. Radial Na-amphibole crystals in the very fine-grained albite (± quartz) aggregate, containing also small amount of titanite, biotite, fengite, pyrite and secondary vermiculite, are the mineral constituents of this rock. Evolution of the Na-amphibole composition from Mg-riebeckite to glaucophane would reflect the increase in pressure.The Mg-riebeckite present only within the relatively coarse-grained most external zone of the enclave is probably a result of equilibration during exhumation. Biotite replaced Na-amphibole probably due to increase of temperature. Major element composition of studied rock was influenced by the fluid-involved interractions with surrounding serpentinite but immobile trace element distribution indicates close similarity to orogenic andesites generated in magmatic arcs built up on continental crust or to the turbidite flow sediments related to such source area. Protolith of the rock was most probably arc-related intermedial volcaniclastic material resedimented in the deep-sea conditions as follows from the finding of its analogue in the form of thin layer alternated with radiolarites associated with N-MORB type basalt in the same lithostratigraphic unit. The same progressive HP/LT metamorphic evolution without strong retrogression to the greenschist facies conditions similar to other blueschists of this area ranks studied rock together with related serpentinite body to the Hačava Fm. of the Bôrka nappe (Meliatic Unit).

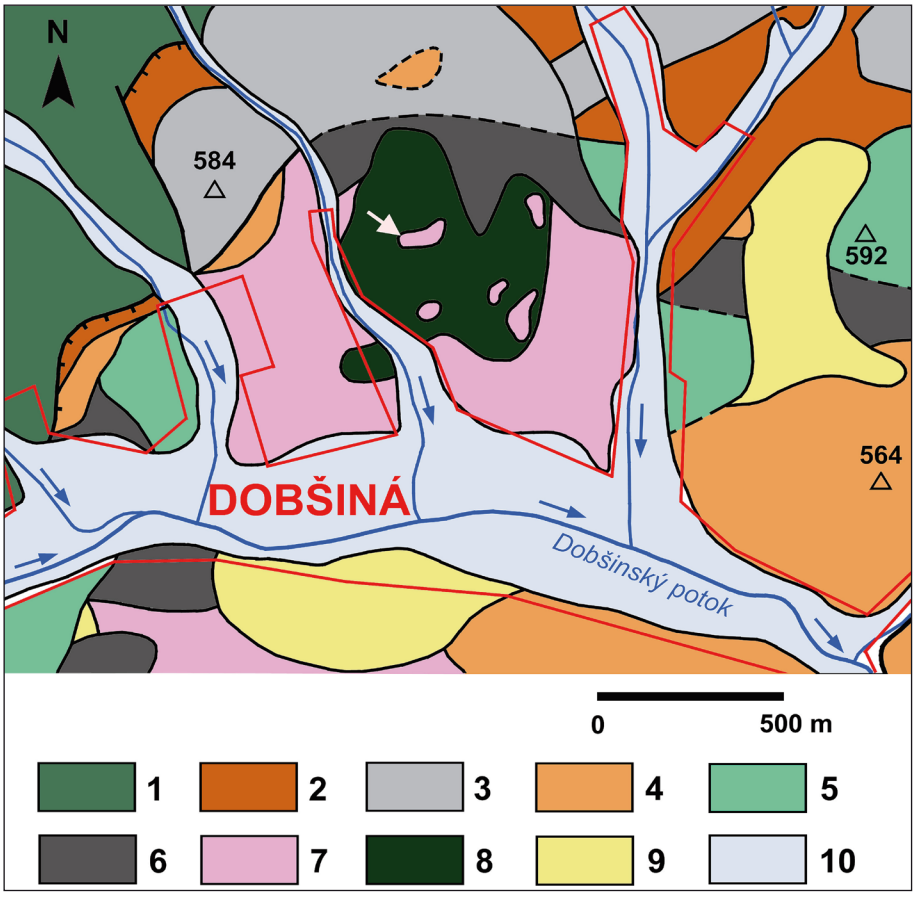
Key words: blueschist, Na-amphiboles, volcaniclastic, mélange, Meliatic Unit

Úvod

Serpentinitové teleso v oblasti pahorka Kälbl severne od mesta Dobšiná bolo po niekoľko desaťročí intenzívne exploatovaným ložiskom azbestu, ako aj objektom výskumu celého radu geológov a častých návštev exkurzií. Predmetom záujmu bola predovšetkým azbestová surovina. Až pri detailnom výskume sa zistilo malé teleso vysokotlakových metamorfitov fácie modrých bridlíc, už veľa rokov odkryté v serpentinitovom lome, ktoré dosiaľ unikalo pozornosti. Cieľom tejto práce je podať základnú geologickú, petrografickú a mineralogickú charakteristiku hornín tvoriacich toto teleso a poukázať na ich možný význam pri posudzovaní geologickej stavby okolia Dobšinej.

Geológia

Serpentinitové teleso na severnom okraji Dobšinej je známe aspoň dvesto rokov, lomom však bolo otvorené až od roku 1918. Ide o bezkoreňový alpinotypný serpentinizovaný ultrabazit šošovkovitého tvaru, v pôdoryse oválny, s rozmermi v smere V – Z asi 700 m a v smere S – J asi 500 m, podľa iných údajov až 800 m. Najväčšia hrúbka je 45 m (Urban, 1967; Zlocha, 1995). Styk serpentinitovej šošovky s okolím je výrazne tektonický a aj samotná šošovka bola tektonickými pohybmi rozdelená na niekoľko častí. Bezprostredné okolie telesa tvoria sericitické a karbonaticko-sericitické fylity pravdepodobne triasového veku, tektonické brekcie a bunkovité dolomity (rauwacky) (Kamenický, 1957; Jaroš et al., 1980, 1981), ktoré sa spolu s vlastným serpentinitovým telesom považujú za súčasť meliatskej skupiny (Bajaník et al., 1983). Novšie boli všetky tieto horniny priradené k príkrovu Bôrky (Mello et al., 2000). Serpentinitové teleso sa zo severnej strany stýka s tmavými fylitmi a metabazaltmi, pôvodne považovanými za súčasť dobšinskej skupiny (karbón; napr. Zlocha, 1995), nedávno však aj tie boli identifikované ako súčasť príkrovu Bôrky (Ivan, 2007a). Serpentinitové teleso je zložené z masívneho, do rôznej miery tektonicky postihnutého serpentinitu prevažne tmavozelenej, sivozelenej a žltozelenej, menej čiernej farby, rôzne popretínaného žilkami zelenkasto bieleho chryzotilového azbestu (Hovorka et al., 1985). Minerálne zloženie najzachovanejších (čiernych) častí (olivín, ortopyroxén, klinopyroxén, spinel) zodpovedá lherzolitu.



Obr. 1. Schéma geologickej stavby okolia Dobšinej (podľa Bajaníka et al., 1984 – upravené). Miesto nálezu enklávy HP/LT metamorfovanej horniny je označené šípkou. 1 – rakovecká skupina; 2 – klátovská skupina; 3 – rudnianska formácia (karbón); 4 – krompašská skupina; 5 – metabazalty; 6 – tmavé bridlice; 7 – zelenkasté bridlice s olistolitmi prevažne karbonátov; 8 – serpentinit (5 – 8 – príkrov Bôrky); 9 – kvartér; 10 – alúvium.

Fig. 1. Geological sketch-map of the Dobšiná town vicinity (Bajaník et al., 1983 – modified). Location of the enclave of the HP/LT metamorphosed rock in the serpentinite quarry is marked by arrow. 1 – Rakovec Group; 2 – Klátov Group (1 – 2 – Lower Paleozoic); 3 – Rudňany Fm. (Carboniferous); 4 – Krompachy Fm. (Permian; 1 – 4 – Gemeric Unit); 5 – metabasalts; 6 – dark schists; 7 – greenish schists with olistoliths mainly of carbonates; 8 – serpentinite (5 – 8 – Bôrka nappe); 9 – Quaternary; 10 – alluvium.

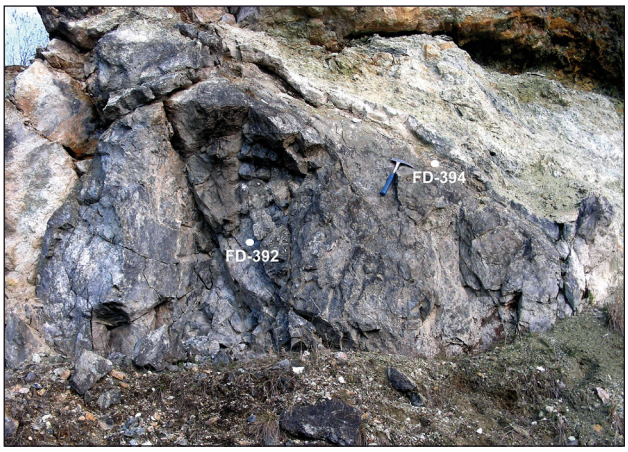
Hornina metamorfovaná vo vysokotlakovo-nízkoteplotných (HP/LT) podmienkach fácie modrých bridlíc sa vyskytuje v sv. časti lomu tvoriacej ostrovček, ktorý obišla ťažba azbestovej suroviny. Nachádza sa na sz. strane ostrovčeka, kde tvorí enklávu s rozmermi asi 2,5 x 3 m, uloženú v serpentinitovej brekcii (obr. 1). Brekcia pozostáva z mierne zaoblených blokov masívneho serpentinitu do veľkosti 30 až 40 cm, uložených v svetlom, zelenkasto bielom matrixe tvorenom silne deformovaným serpentínom. Okrem skúmanej horniny obsahuje aj bloky ďalších typov hornín, ako sú jemnozrnný zelenkastosivý karbonát alebo veľká enkláva (asi 30 – 40 m) sivozelenkastých bridlíc, ktoré prechádzajú do striedania s polohami karbonátu, pričom smerom na S sa zastúpenie karbonátu zvyšuje. V úlomkoch sa zistila aj ružová slienitá hornina zvetrávajúca na čierne oxidy Mn.

Vlastnú enklávu HP/LT metamorfitu tvorí masívna jemnozrnná čiernosivá hornina so slabo modrastým odtieňom. Polyédricky sa rozpadá a makroskopicky ju možno len veľmi obťažne odlíšiť od serpentinitov, ktoré v lome prevažujú. Na kontakte enklávy s okolím je vyvinutá asi 5 cm hrubá zóna obsahujúca vejáriky tmavého ihličkovitého amfibolu s veľkosťou do 5 mm a biele rozlámané žilky albitu. Ostatná časť má makroskopicky jednotný charakter. Na lome horniny možno odlíšiť sporadické svetlé tenké žilky a odlesk drobných ihličiek amfibolu. Lokálne sa vyskytujú výraznejšie hnedé odtiene horniny, ktoré sú odrazom relatívne vyššieho obsahu biotitu.

Petrografia

Prevažnú časť enklávy tvorí petrograficky pomerne homogénny jemnozrnný typ so všesmernou blastoporfýrickou štruktúrou. Výrastlice tvoria rovnomerne rozmiestnené vejárovité až radiálne zhluky dlhých stĺpčekov sodného amfibolu (obr. 3). Stĺpčeky majú kosoštvorcový prierez a dĺžku prevyšujúcu šírku viac ako desaťnásobne. Centrálne časti stĺpčekov obsahujú drobný pigment a sú intenzívnejšie sfarbené. Okrajové časti sú svetlejšie a vykazujú výrazný pleochroizmus (α – bezfarebná až žltkastá, β – fialová, γ – svetlomodrá). Stĺpčeky sodného amfibolu sú v menšej miere zatlačené žltým biotitom. Matrix medzi výrastlicami je veľmi jemnozrnný a homogénny, len zriedka sú v ňom prítomné o niečo väčšie zrná. Nepozorujeme žiadne reliktné znaky primárnych sedimentárnych štruktúr ako laminácia alebo variácie zrnitosti materiálu. Matrix sa skladá prevažne z drobnozrnného albitu a/alebo kremeňa, v ktorom sú rozptýlené drobné šupinky svetlej sľudy a jemný hnedý pigment. Okrem sodného amfibolu sú v matrixe rozptýlené limonitizované pentagóny-dodekédre pyritu, nedokonalé kosoštvorcové alebo obdĺžnikové prierezy leukoxénu (tvoriace sa výrastlice titanitu) a drobné zrná apatitu. V matrixe sú krátke žilky s premenlivou hrúbkou aj tvarom, ktoré sú vyplnené najmä albitom a talkom, zriedkavo aj pyritom a apatitom.

V okrajovej časti telesa na styku s okolím sa vyskytujú dva typy matrixu, ktoré sú navzájom premiešané. Prvý typ



Obr. 2. Oválna enkláva HP/LT metamorfovanej horniny uložená v svetlom matrixe tvorenom serpentínom v dobšinskom serpentinitovom lome. Označené sú miesta odberu analyzovaných vzoriek. Dĺžka kladiva je 32 cm.

Fig. 2. Oval enclave of HP/LT metamorphosed rock embeded in the light-colour serpentine matrix in the serpentinite quarry at the Dobšiná town. Analysed sample locations are labeled by dots. The hammer is 32 cm long.

tvoria prevažne drobné vejárovité agregáty svetlej sľudy, medzi ktorými sú sporadické zrná albitu a hypidiomorfné až alotriomorfné zrná titanitu. Druhý typ je zhodný s matrixom v centrálnych častiach telesa, obsahuje však početné zrná, malé agregáty a krátke žilky albitu. Oba typy matrixu sú navzájom premiešané a hornina vzhľadom pripomína mylonit. V matrixe sú rozmiestnené vejáre a radiálne útvary sodného amfibolu s veľkosťou až 5 mm. Jeho stĺpčeky sú prevažne čisté. Drobný pigment bol vytlačený k ich okrajom, len miestami uzatvárajú zvýšenú koncentráciu tmavého pigmentu. Sodný amfibol je zatlačený biotitom, ktorý ho lemuje po okrajoch alebo sleduje hranice medzi stĺpčekmi a ich snopcami v agregátoch. Biotit miestami podľahol premene na vermikulit. Pomerne hojná je impregnácia kockami, menej pentagonálno-dodekaédrickými jedincami pyritu do veľkosti až 1 mm. V menšom množstve je prítomný kalcit a chlorit.

Petrograficky úplným analógom HP/LT metamorfovanej horniny z dobšinského serpentinitového lomu je hornina zistená ako preplástok hrubý asi 15 mm v HP/LT metamorfovaných rádiolaritoch vyskytujúcich sa spolu s metabazaltmi v melanži hačavskej formácie príkrovu Bôrky jz. od obce Honce (Ivan a Méres, 2009). Možným, len slabo metamorfovaným analógom by mohla byť aj čiernosivá masívna, veľmi jemnozrnná sedimentárna hornina s časticami s maximálne prachovou veľkosťou a menším obsahom rozptýleného organického materiálu, ktorá vystupuje v priamom kontakte s efúziou bazaltu v meliatiku s. s. pri Bretke.

Mineralógia

V skúmanej HP/LT metamorfovanej hornine sa elektrónovým mikroanalyzátorom zisťovalo zloženie sodných amfibolov, biotitu, svetlej sľudy (fengitu), vermikulitu, talku a plagioklasu. Výsledky sú uvedené v tab. 1 a tab. 2.

Zloženie sodných amfibolov v hornine podľa klasifikácie Leakea et al. (1997; obr. 4) zodpovedá horečnatému riebeckitu až glaukofánu, v okrajových častiach je prítomný len horečnatý riebeckit. Glaukofán tvorí spravidla tenký lem na horečnatom riebeckite, ktorý obyčajne obsahuje drobné neanalyzovateľné uzavreniny – snáď uhlíkatý pigment. Je zaujímavé, že identický rozsah variácií v zastupovaní riebeckitového a glaukofánového člena vidieť aj v sodných amfiboloch z analogickej horniny z Honiec. Rozdiel je len v ich horečnatosti, t. j. v pomere $Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

V porovnaní s tým HP/LT metamorfované bazalty z blízkeho výskytu na vrchu Radzim (asi 5 km na J) obsahujú len glaukofán s prevažne nižším obsahom riebeckitovej zložky ako v metasedimentoch. Dominantná úloha substitúcie $Al^{VI} – Fe^{3+}$ vo väčšine skúmaných amfibolov je zrejmá z obr. 5. Pozorované odchýlky zodpovedajú amfibolom, ktoré vykazujú zvýšenú substitúciu aktinolitového člena (obr. 6) a súčasne aj nižší obsah Na_B. Z obr. 6 je zrejmé aj to, že sodné amfiboly metasedimentov vrcholového štádia metamorfózy z Dobšinej a Honiec majú zhodné zloženie na rozhraní riebeckitu a glaukofánu, kým amfiboly vznikajúce za nižšieho tlaku (okraj enklávy z Dobšinej, centrá zonálnych amfibolov z Honiec) sú zložením bližšie riebeckitu. V porovnaní s metabazaltmi však obsah glaukofánovej zložky v sodných amfiboloch metasedimentov nepresahuje 65 %.

Variácie v zložení rôznych typov silikátov sú zrejmé z tab. 2, ale najmä z diagramu Al/Si vs. Fe (obr. 7). Biotit je horečnatého typu, s hodnotou pomeru Mg/Mg + Fe okolo 0,7. Svetlá sľuda zodpovedá fengitu s minimálnym množstvom margaritovej (≤ 0,22 % CaO) zložky a malým množstvom paragonitovej zložky (Na/Na + K = 0,071 až 0,096). Talk má prímes minnesotaitovej zložky (Fe/Fe + Mg = 0,116 – 0,130). V prípade vermikulitu, ktorý vzniká premenou flogopitu, sa zdá, že je zastúpený dvomi typmi s rozdielnym zložením (obr. 7). Prvý typ má obsah Fe a pomer Al/Si nadväzujúci na východiskový biotit, kým druhý typ má obe hodnoty nižšie, blížiace sa k talku.

Geochémia

Chemické zloženie HP/LT metamorfovanej horniny zo serpentinitového lomu v Dobšinej spolu so zložením geologických materiálov, ktoré sa s ním porovnávajú, je uvedené v tab. 3. Z obsahu hlavných prvkov je zrejmé, že svojím zložením pripomína intermediárne vulkanity, hoci alterácia fluidami (vysoká strata žíhaním) a vplyv okolitých serpentinitov (vysoký obsah MgO a nízky obsah CaO) sú zrejmé. Distribúcia stopových prvkov vrátane prvkov skupiny vzácnych zemín (REE; obr. 8 a 9) sa taktiež blíži k intermediárnym vulkanitom z ensialických magmatických oblúkov. Podobné zloženie majú aj typické sedimenty turbiditných prúdov z oblastí pred takýmito oblúkmi. V porovnaní so zložením priemerného pelagického ílu sú výrazne obohatené o prvky, ktorých nositeľmi sú akcesorické minerály (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, V, Cr). Relatívne nižší obsah vykazujú prvky, ktoré majú malú tendenciu sa frakcionovať pri zvetrávaní a sedimentácii až po najjemnejšie frakcie, ako sú REE, Th alebo Sc. Metasediment z Bretky, ktorý po petrografickej stránke a podľa sedimentačného prostredia

Tab. 1
Vybrané analýzy sodných amfibolov z enklávy HP/LT metamorfovanej horniny zo serpentinitového lomu v Dobšinej
Selected analyses of Na-amphiboles from the enclave of HP/LT metamorphosed rocks in the Dobšiná serpentinite quarry

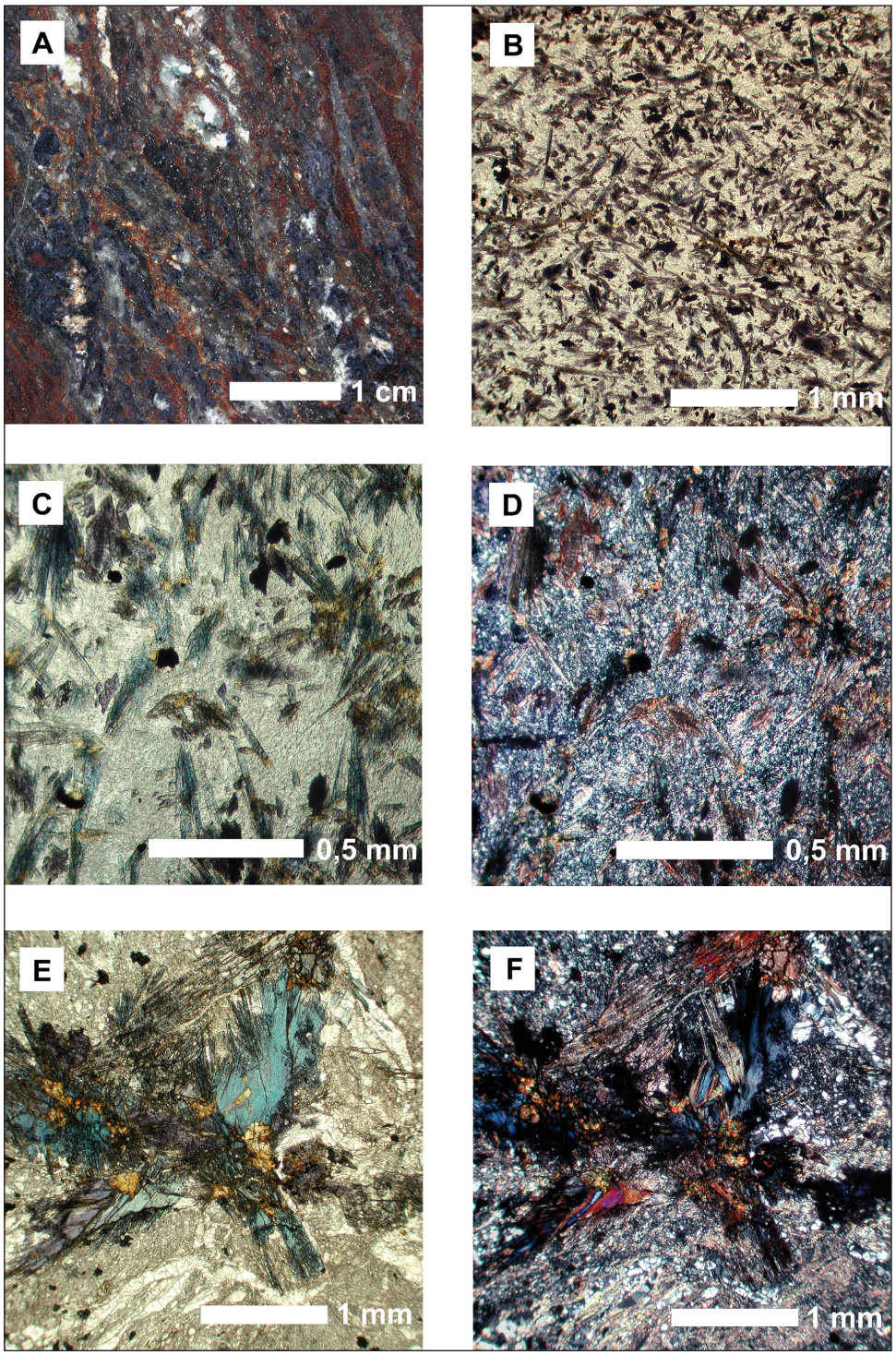
Por. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Č. vz.	FD-392	FD-392	FD-392	FD-392	FD-392	FD-392	FD-394	FD-394	FD-394	FD-394	FD-394	FD-394	FD-394	FD-394	FD-394
SiO_2	56,53	56,80	57,55	57,37	55,32	57,10	57,28	56,33	57,71	57,74	56,93	56,27	57,20	56,38	55,40
TiO_2	0,56	0,75	0,19	0,21	0,18	0,15	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,34	0,04
Al_2O_3	5,81	6,75	7,00	9,54	5,17	7,94	3,07	2,77	3,10	4,22	4,47	3,02	3,39	4,63	3,12
FeO^t	16,25	15,50	15,24	12,40	17,97	14,23	16,59	18,36	16,74	14,70	15,80	16,69	15,07	17,42	20,58
MnO	0,01			0,05											
MgO	10,86	10,87	10,15	10,38	10,30	10,37	12,20	11,60	12,83	13,33	12,36	13,20	13,51	10,84	10,68
CaO	0,29	0,48	0,25	0,48	0,33	0,42	1,70	2,04	1,78	1,88	1,28	2,31	2,09	0,55	1,83
Na_2O	6,94	6,65	6,81	6,74	6,98	7,00	6,35	6,22	6,20	6,18	6,32	5,72	6,16	6,67	5,68
K_2O	0,04	0,03	0,04	0,02							0,08		0,09	0,08	0,10
Cr_2O_3	0,00	0,02	0,01	0,03										0,01	
Suma	97,29	97,85	97,24	97,22	96,25	97,21	97,19	97,32	98,36	98,29	97,24	97,21	97,51	96,92	97,43
23O															
Si	8,043	8,013	8,136	7,999	8,076	8,055	8,232	8,179	8,197	8,124	8,136	8,112	8,151	8,140	8,113
Al^{IV}				0,001											
Al^{VI}	0,974	1,123	1,166	1,567	0,889	1,320	0,521	0,474	0,518	0,700	0,752	0,514	0,570	0,788	0,538
Ti	0,060	0,079	0,021	0,022	0,020	0,016				0,026				0,037	0,004
Fe^t	1,933	1,829	1,802	1,446	2,194	1,678	1,994	2,229	1,989	1,730	1,889	2,012	1,796	2,104	2,521
Mn	0,002			0,006											
Mg	2,304	2,286	2,140	2,157	2,240	2,180	2,614	2,509	2,715	2,795	2,633	2,836	2,869	2,333	2,333
Ca	0,044	0,072	0,038	0,072	0,052	0,630	0,262	0,317	0,271	0,284	0,196	0,358	0,319	0,085	0,287
Na	1,914	1,818	1,868	1,823	1,974	1,910	1,770	1,750	1,708	1,685	1,751	1,598	1,703	1,867	1,613
K	0,006	0,006	0,007	0,004							0,014		0,016	0,014	0,019
Cr		0,003	0,001	0,003											
Fe^{3+}	1,264	1,201	0,958	0,717	1,441	0,865	1,242	1,347	1,439	1,288	1,405	1,621	1,327	1,381	1,735
Na_B	1,869	1,774	1,829	1,794	1,914	1,878	1,722	1,692	1,654	1,639	1,697	1,542	1,653	1,811	1,552
$Mg/Fe^{2+} + Mg$	0,783	0,793	0,722	0,750	0,760	0,732	0,785	0,749	0,844	0,874	0,857	0,895	0,870	0,775	0,765

Vysvetlivky k tab. 1: Analýzy amfibolov sa stanovili elektrónovým mikroanalyzátorom CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave D. Štúra v Bratislave. Podmienky merania: urýchľujúce napätie 15 kV, prúd elektrónového lúča 20 nA, merací čas 20 s, priemer lúča 2 – 10 μm. Výpočet Fe^{3+} sa urobil na základe metodiky v práci Leake et al. (1997).

Explanations to Tab. 1: Amphibole analyses were performed by the electron microprobe CAMECA SX 100 at the State Geological Institute of D. Štúr in Bratislava. Microprobe operated at 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current, counting time was 20 s and beam diameter 2 – 10 μm. Fe^{3+} in amphiboles was calculated using method by Leake et al. (1997).

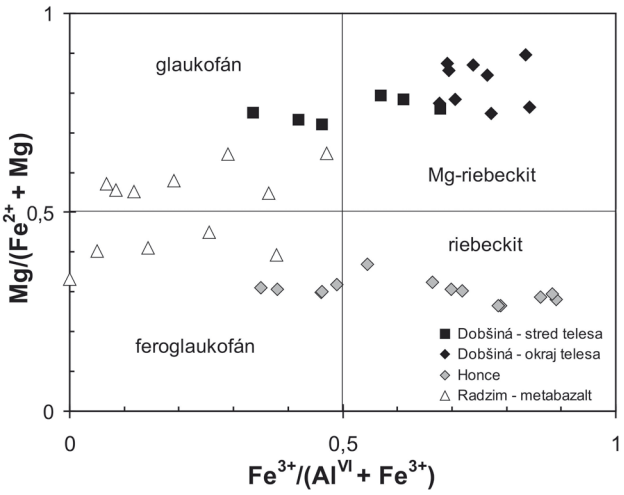
Tab. 2
Vybrané analýzy fylosilikátov z enklávy HP/LT metamorfovanej horniny zo serpentinitového lomu v Dobšinej
Selected analyses of phyllosilicates from the enclave of HP/LT metamorphosed rocks in the Dobšiná serpentinite quarry

Por. č.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Č. vz.	FD-392	FD-392	FD-394	FD-394	FD-394	FD-392	FD-392	FD-392	FD-394	FD-394	FD-394	FD-394	FD-394	FD-394	FD-394
Minerál	flogopit	flogopit	fengit	fengit	fengit	talk	talk	talk	vermikulit	vermikulit	vermikulit	vermikulit	vermikulit	vermikulit	vermikulit
SiO_2	42,25	40,39	49,83	50,34	48,84	60,38	61,02	60,69	35,28	36,92	33,40	32,57	41,00	38,55	38,66
TiO_2	1,01		0,13	0,19	0,01	0,01		0,32			0,16				
Al_2O_3	11,50	12,64	28,45	30,87	32,00	0,34	0,44	0,13	11,03	10,62	13,64	13,52	9,25	2,79	3,84
FeO^t	14,16	15,24	2,32	1,36	1,65	6,22	6,43	7,07	11,68	11,99	8,48	9,61		1,91	3,45
MnO						0,01		0,04							
MgO	19,36	16,87	3,52	2,71	2,47	26,61	27,19	26,64	21,27	20,20	24,89	23,90	29,48	35,82	34,41
CaO			0,22	0,12	0,21	0,02		0,02	0,55	0,19	0,22	0,45	0,69	0,21	0,38
Na_2O			0,53	0,65	0,68	0,05	0,03	0,05		0,20	0,43	0,55	0,51		
K_2O	8,36	9,19	10,45	9,27	9,78				0,17						
Cl	0,17					0,03	0,01	0,01							
Cr_2O_3							0,02	0,02							0,19
Suma	95,80	95,34	95,32	95,45	95,82	93,67	95,15	94,67	80,30	80,12	81,06	80,76	80,93	79,28	80,93
Prep. 22O															
Si	6,161	5,988	6,662	6,620	6,444	7,977	7,926	7,964	5,849	6,100	5,413	5,349	6,284	6,180	6,122
Al^{IV}		0,012				0,023	0,068	0,020	2,155	2,068	2,605	2,617	1,671	0,527	0,718
Al^{VI}	1,976	2,196	4,483	4,785	4,977	0,031									
Ti	0,000	0,112	0,000	0,013	0,019	0,001	0,001		0,040			0,020			
Fe^t	1,727	1,890	0,260	0,149	0,182	0,687	0,699	0,776	1,620	1,657	1,149	1,320		0,256	0,457
Mn								0,004							
Mg	4,209	3,727	0,702	0,531	0,486	5,240	5,265	5,212	5,256	4,974	6,011	5,850	6,736	8,558	8,122
Ca			0,031	0,017	0,030	0,004		0,003	0,097	0,034	0,038	0,079	0,114	0,036	0,065
Na			0,137	0,165	0,175	0,014	0,008	0,012		0,064	0,136	0,174	0,153		
K	1,556	1,739	1,782	1,555	1,647				0,036						
Cl	0,042														
Cr							0,002	0,002							



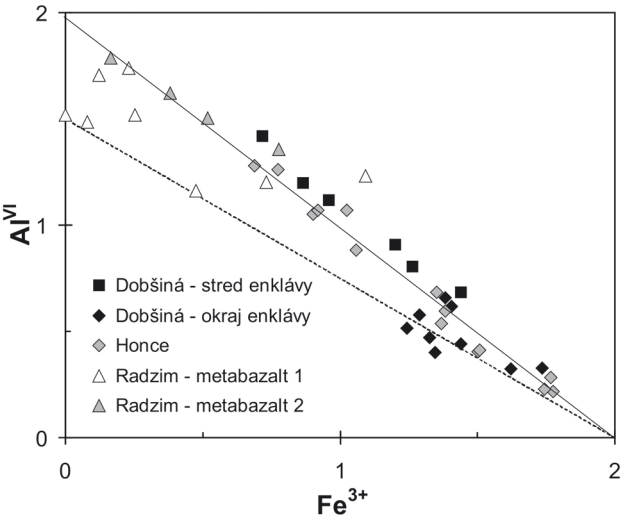
Obr. 3. Makro- a mikroskopické snímky HP/LT metamorfovanej horniny z dobšinského serpentinitového lomu: A – rezná plocha hrubozrnnej variety (vzorka FD-394); biele škvrnky sú albit, tmavé sodný amfibol; B – mikroskopický pohľad na jemnozrnnú varietu horniny (FD-392); stĺpčeky a ich vejárikovité agregáty tvorí sodný amfibol, II N; C – tá istá hornina, detailný pohľad; v agregátoch spolu so sodným amfibolom je aj biotit, II N; D – to isté, X N; E – agregát sodného amfibolu spolu s biotitom v hrubozrnnej variete (FD-394), mierka je tá istá ako pri B, II N; F – to isté, X N.

Fig. 3. Macroscopic and microscopic photos of the HP/LT metamorphosed rock from the serpentinite quarry at the Dobšiná town: A – cutting surface of coarse-grained variety (sample FD-394); white speckles are albite, dark Na-amphibole; B – microscopic view on the fine-grained variety of rock (FD-392), Na-amphibole forms small columns and their aggregates, II N; C – detail of the same rock, biotite is in aggregates together with Na-amphibole, II N; D – the same, X N; E – aggregate of Na-amphibole together with biotite in the coarse-grained variety (FD-394), scale is the same as B, II N; F – the same, X N.



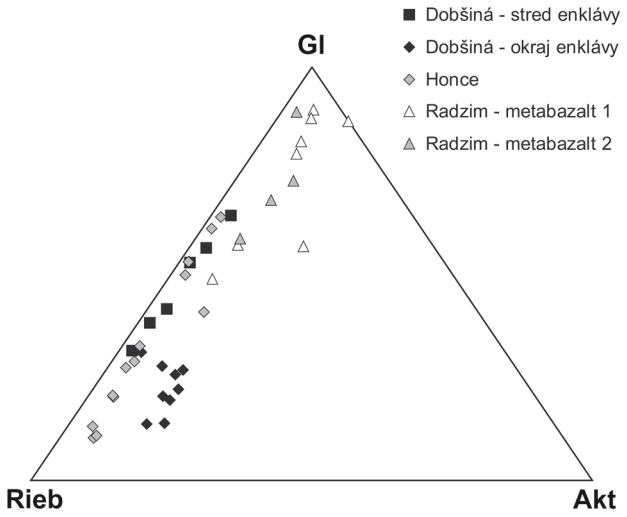
Obr. 4. Klasifikačný diagram sodných amfibolov z HP/LT metamorfovanej horniny z dobšinského lomu. Na porovnanie je uvedené zloženie amfibolov z analogickej horniny z oblasti Honiec (Ivan a Méres, 2009) a z metabazaltu z oblasti Radzimu (998,5) na J od Dobšinej (nepublikované údaje), obe horniny sú súčasť hačavskej formácie príkrovu Bôrky.

Fig. 4. Classification diagram for Na-amphiboles from the HP/LT metamorphosed rock found in the serpentinite quarry at the Dobšiná town. Compositions of Na-amphiboles from the analogical HP/LT metamorphosed rock from the Honce village area (Ivan and Méres, 2009) and metabasalts from the Radzim hill (998.5) to S of Dobšiná town (unpublished data) are given for comparison.



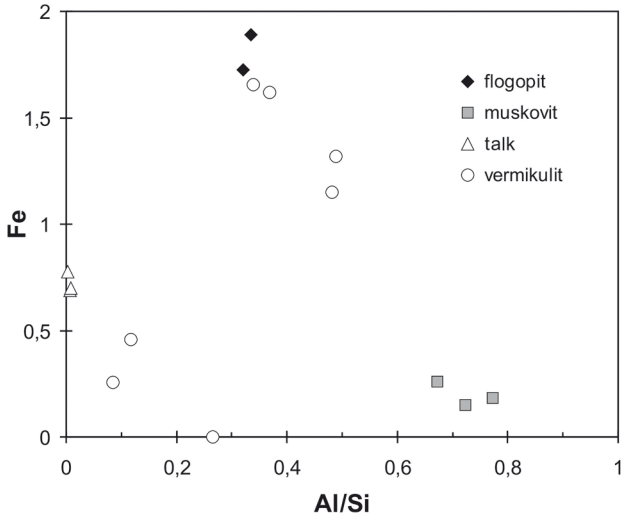
Obr. 5. Diagram Fe^{3+} vs. Al^{VI} sodných amfibolov z enklávy HP/LT metamorfovanej horniny z dobšinského serpentinitového lomu. Na porovnanie sú uvedené aj sodné amfiboly z analogickej horniny z oblasti Honiec a metabazaltov z oblasti Radzimu (998,5). Obe horniny sú súčasťou hačavskej formácie príkrovu Bôrky. Zdroj údajov: pozri obr. 4.

Fig. 5. Fe^{3+} vs. Al^{VI} diagram for Na-amphiboles from HP/LT metamorphosed rock enclave found in the Dobšiná serpentinite quarry. Na-amphiboles from the nearly identical HP/LT metamorphosed rock (Honce village area) and from metabasalts (Radzim hill, 998.5) of the Hačava Fm. (Bôrka nappe, Meliatic Unit) are added for comparison. Data source: see Fig. 4.



Obr. 6. Diagram Gl-Rieb-Akt znázorňujúci podiel glaukofánovej, riebeckitovej a aktinolitovej zložky v sodných amfiboloch z enklávy HP/LT metamorfovanej horniny z dobšinského serpentinitového lomu. Na porovnanie sú uvedené aj sodné amfiboly z identickej horniny z oblasti Honiec a metabazaltov z oblasti Radzimu (998,5). Obe horniny sú súčasťou hačavskej formácie príkrovu Bôrky. Prepočet na koncové členy podľa Aokiho et al. (2008). Zdroj údajov: pozri obr. 4.

Fig. 6. Diagram Gl-Rieb-Akt illustrating amout of glaucophane, riebeckite and actinolite components in Na-amphiboles from the enclave of HP/LT metamorphosed rock found in the Dobšiná serpentinite quarry. Na-amphiboles from nearly identical rock (locality Honce village area) and from metabasalts (Radzim hill, 998.5) of the Hačava Fm. (Bôrka nappe, Meliatic Unit) are added for comparison. End members calculation according to Aoki et al. (2008). Data source: see Fig. 4.



Obr. 7. Diagram Al/Si vs. Fe znázorňujúci variácie v zložení fylosilikátov v HP/LT metamorfovanej hornine z dobšinského serpentinitového lomu.

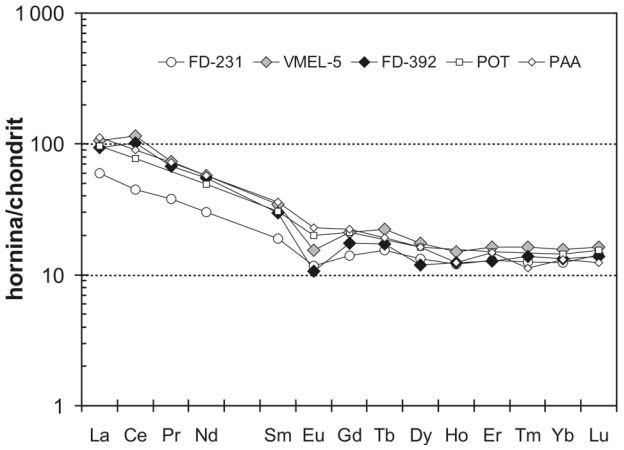
Fig. 7. Al/Si vs. Fe diagram illustrating variations in phyllosilicate compositions in the HP/LT metamorphosed rock from the Dobšiná serpentinite quarry.

Tab. 3
Obsah hlavných a stopových prvkov v HP/LT metamorfovanej hornine zo serpentinitového lomu v Dobšinej a horninách uvedených na porovnanie
Major and trace element distribution in the HP/LT metamorphosed rock from the Dobšiná serpentinite quarry and compared rocks

Por. č.	1	2	3	4	5	6	7
Č. vz.	FD-392	VMEL-5	FD-231	PAA	PAH	POT	PPI
SiO_2	53,69	59,32	62,33	59,43	57,84		53,51
TiO_2	0,69	0,83	0,78	0,90	0,93		0,77
Al_2O_3	14,42	18,1	16,47	16,67	16,73		15,87
Fe_2O_3	6,71	4,69	8,29	6,60	7,90		9,3
MnO	0,02	0,09	0,05	0,12	0,15		0,09
MgO	10,25	2,68	3,66	3,62	4,24		3,48
CaO	0,7	2,36	0,16	6,11	7,01		1,3
Na_2O	5,39	8,9	0,97	3,57	3,13		5,39
K_2O	1,88	0,09	2,76	2,32	1,63		3,01
P_2O_5	0,13	0,11	0,14	0,24	0,24		0,34
LOI	6,1	2,8	4,2	0,92	2,21		
C_{celk}	0,07	0,46	0,18				
S_{celk}		0,01	0,01				
C_{org}	0,03	0,17	0,16				
	99,98	99,97	99,81				
Ba	173,3	23,7	369,7	520,8	468,2	279,0	2 300,0
Rb	87,9	2,5	107,1	89,3	56,8		110,0
Sr	18,2	47,7	29,3	484,7	395,3		18,0
Th	10,4	10,8	8,1	10,0	6,4		13,4
Nb	14,8	15,2	11,5	10,3	12,2		14,0
Ta	1	1	0,7	1,2	1,3		1,0
Zr	140,4	150,5	196,1	160,9	139,4	179,0	150,0
Hf	4,2	4,4	5,5	4,7	3,2		4,1
Y	20,8	24,9	21,1	22,1	25,5	16,0	40,0
La	22,1	25,3	14,2	26,4	20,4	23,0	23,0
Ce	62,3	70,2	27,4	55,1	41,9	47,3	80,0
Pr	6,29	6,78	3,54	6,71	2,71		10,00
Nd	25,1	26,2	13,7	26,3	23,9	22,4	41,0
Sm	4,4	5,1	2,8	5,4	4,6	4,5	8,0
Eu	0,60	0,87	0,66	1,29	2,42	1,12	1,80
Tb	0,62	0,80	0,56	0,69	0,71		1,30
Dy	2,93	4,32	3,27	4,00	3,83	4,00	7,40
Ho	0,68	0,82	0,66	0,68	0,67		1,50
Er	2,03	2,60	2,07	2,37	2,15	2,40	4,10
Tm	0,34	0,40	0,31	0,28	0,29		0,57
Yb	2,15	2,50	1,99	2,12	2,50	2,31	3,80
Lu	0,34	0,40	0,35	0,31	0,39		0,55
Sc	15	20	16	16	21	25	19
V	108	162	120	142	193		120
Cr	95,8	150,5	68,4	87,2	110,8		90,0
Co	31,4	25,1	16,3	22,0	25,0		74,0
Ni	78	84	35	40	63		230

Vysvetlivky k tab. 3: FD-392 – HP/LT metamorfovaná hornina z dobšinského serpentinitového lomu; VMEL-5 – slabo metamorfovaná sedimentárna hornina z Bretky (meliatska formácia); FD-231 – metasediment vulkanogénneho pôvodu, Hnilčík – Štolverk, zlatnícka formácia gemerika; PAA a PAH – priemerné zloženie andezitov z Ánd a ostrova Honšu (Japonsko; Geokem); POT – priemerný oblúkový turbidit (Lytwyn et al., 2001); PPI – priemerný pelagický íl (McLennan et al., 1990, resp. McLennan a Murray, 1999). Analýzy 1 – 3 sa urobili v laboratóriách firmy ACME, Kanada. Hlavné prvky Sc, Cr a Ni boli stanovené metódou ICP OES, ostatné metódou ICP MS.Obsah hlavných prvkov je v hmotnostných percentách, ostatné v ppm.

Explanations to Tab. 3: FD-392 – HP/LT metamorphosed rock from the Dobšiná serpentinite quarry; VMEL-5 – low-grade metamorphosed sedimentary rock from the Bretka village (Meliata Fm.); FD-231 – metamorphosed volcanogenic sedimentary rock from the Hnilčík – Štolverk settlement (Zlatník Fm., Gemeric Unit); PAA and PAH – average andesites from Andes and Honshu (Japan) respectively; POT – average arc turbidite (Lytwyn et al., 2001); PPI – average pelagic clay (McLennan et al., 1990 and McLennan and Murray, 1999). Analyses 1 – 3 were performed by ACME Inc., Canada. Major elements and Sc, Cr and Ni were analysed by ICP OES, other elements by ICP MS.



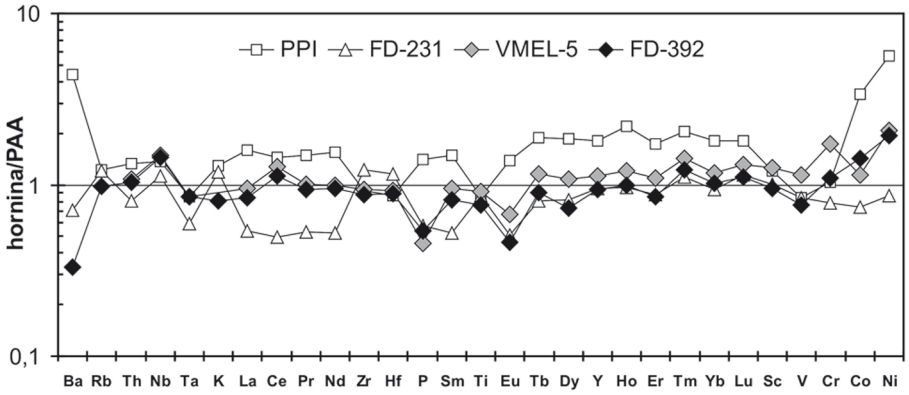
Obr. 8. Chondritovo normalizované obrazy prvkov skupiny vzácnych zemín HP/LT metamorfovanej horniny z dobšinského serpentinitového lomu (FD-392) a jej slabo metamorfovaného analógu z Bretky (meliatska formácia; VMEL-5). Na porovnanie sú uvedené aj obrazy vulkanogénneho metasedimentu zo zlatníckej formácie gemerika (FD-231; Méres et al., 2008), priemerného oblúkového turbiditu z indonézskeho ostrova Sumba (POT; Lytwyn et al., 2001) a priemerného andezitu z Ánd (PAA; Geokem). Normalizácia podľa McDonougha a Suna (1995).

Fig. 8. Chondrite normalized REE patterns of the HP/LT metamorphosed rock from the Dobšiná serpentinite quarry (FD-392) and its very low-grade metamorphosed analogue from the Bretka village (Meliata Fm.; VMEL-5). The patters for metamorphosed volcaniclastic sediment from the Zlatník Fm. (Paleozoic of the Gemeric Unit; FD-231; Méres et al., 2008), average arc turbidite from the Sumba Island, Indonesia (POT; Lytwyn et al., 2001) and average Andean andesite (PAA; Geokem) are added for comparison. Normalization according to McDonough and Sun (1995).

môže predstavovať nemetamorfovaný analóg skúmanej vzorky, má veľmi podobné zloženie, najmä pokiaľ ide o imobilné prvky. To isté možno konštatovať pri porovnávaní so zložením priemerného andského andezitu (Geokem) alebo priemerného turbiditu zo Sumba (Indonézia; Lytwyn et al., 2001) alebo z Ánd (McLennan et al., 1990; McLennan a Murray, 1999). Blízke sú aj kľúčové pomery prvkov charakterizujúce bazicitu protolitu (Th/Sc) alebo možné geodynamické prostredie vzniku (Th/Yb, Ta/Yb; tab. 3). Isté malé rozdiely sa prejavujú v obsahu Ce a Eu – skúmaná hornina, rovnako ako jej nemetamorfovaný analóg z Bretky, vykazujú malú pozitívnu anomáliu Ce ($Ce/Ce^* = 1,26$, resp. 1,27) a negatívnu anomáliu Eu ($Eu/Eu^* = 0,42$, resp. 0,51). Geochemicky podobné parametre ako skúmaná hornina vykazuje prevažujúci typ metasedimentov zlatníckej formácie (paleozoikum gemerika; Méres et al., 2008).

Diskusia

Enkláva HP/LT metamorfovanej horniny v dobšinskom serpentinitovom lome predstavuje malé teleso v melanži, kde v priestore s rozmermi rádovo prvé desiatky metrov nachádzame spolu s ním horniny s takou kontrastnou genézou, ako sú serpentinizovaný ultrabazit a rozličné typy vápencov. Melanž tu má tektonický charakter a vznikla



Obr. 9. Spiderogram pre HP/LT metamorfovanú horninu z dobšinského lomu (FD-392) a jej slabo metamorfovaný analóg z Bretky (VMEL-5) s normalizáciou na priemerný andský andezit (PAA, Geokem). Na porovnanie je uvedený aj vulkanogénny metasediment zo zlatníckej formácie gemerika (FD-231; Méres et al., 2008) a priemerný pelagický íl (PPI; McLennan a Murray, 1999).

Fig. 9. Spiderogram of the HP/LT metamorphosed rock from the Dobšiná serpentinite quarry (FD-392) and its very low-grade metamorphosed analogue from the Bretka village (Meliata Fm.; VMEL-5) normalized on average Andean andesite (PAA; Geokem). Metamorphosed volcaniclastic sediment from the Zlatník Fm. (Paleozoic of the Gemeric Unit; FD-231; Méres et al., 2008) and average pelagic clay (McLennan and Murray, 1999) are added for comparison.

na okraji ultrabázického telesa pri jeho serpentinizácii a deformácii pri tektonických presunoch. Nasvedčuje tomu serpentínový matrix melanže. Pravdepodobne má len obmedzený rozsah a prechádza do sedimentárnej melanže s matrixom tvoreným pestrými fylitmi a s olistolitmi prevažne mramorizovaných karbonátov, ktoré možno pozorovať na s. svahoch Spitzenhüglu (Končistej, 729,5). Enkláva, s výnimkou úzkej zóny na okraji, má masívnu stavbu, jednotný petrografický charakter a vo výbrusoch vidieť len nejasné náznaky primárneho usmernenia horniny. Z obsahu imobilných hlavných prvkov, z chondritovo normalizovaných obrazov REE (obr. 8), ako aj z celkovej distribúcie relevantných stopových prvkov (obr. 9) vyplýva, že skúmaná hornina je svojím zložením blízka orogénnym andezitom z magmatických oblúkov vyvinutých na kontinentálnej kôre (recentný analóg napr. Andy; Honšu, Japonsko). Nenašli sa však žiadne znaky, ktoré by svedčili o efuzívnom vzniku tejto horniny, napr. náznaky prítomnosti magmatických výrastlíc, ktoré sú pre intermediárne vulkanity veľmi typické. Možno však vysloviť domnienku, že protolit horniny mal zrejme charakter sedimentu a mohol byť uložený v hlbokooceánskom prostredí. Podporu takejto interpretácie možno vidieť v nasledujúcich faktoch. Značná časť vulkanizmu magmatických oblúkov má extruzívny charakter a pyroklastický materiál môže sedimentovať až rádovo stovky kilometrov od vulkanického centra. Okrem toho, podobné zloženie ako skúmaná hornina majú aj sedimenty uložené z turbiditných prúdov, ktoré znášajú vulkanický materiál z takýchto oblúkov do predoblúkových, prípadne zaoblúkových bazénov (Andy, ostrov Sumba v Indonézii; McLennan et al., 1990; McLennan a Murray, 1999; Lytwyn et al., 2001). Metasediment s úplne identickými petrografickými a mineralogickými charakteristikami ako skúmaná hornina sa zistil v podobe preplástku hrubého 1,5 cm v HP/LT metamorfovaných rádiolaritoch priliehajúcich k metabazaltu typu N-MORB, ktorý tvorí olistolit v melanži hačavskej formácie príkrovu Bôrky pri Honcoch (Ivan a Méres, 2009). Slabo metamorfovaný jemnozrnný sediment s veľmi blízkymi geochemickými charakteristikami, v čase efúzie bazaltu typu N-MORB ešte nespevnený, sa našiel ako olistolit v melanži meliatskej jednotky s. s. pri Bretke (tab. 3, obr. 8 a 9). Hoci podobné zloženie sedimentu, ako zodpovedá vzorkám z Dobšinej a Bretky, by teoreticky mohla poskytnúť aj hlboko erodovaná zdrojová oblasť budovaná migmatitizovaným kryštalinikom bez väčších granitoidných telies, ich výskyt v malých oceánskych bazénoch typu meliatskeho oceánu (cf. Ivan, 2002) nie je pravdepodobný. Masívny charakter týchto hornín bez výraznejšieho detailného usmernenia a laminácie poukazuje na rýchlu sedimentáciu. Do úvahy tu pripadá priama sedimentácia vulkanoklastického materiálu priamo z atmosféry alebo preplavenie vulkanoklastického materiálu turbiditnými prúdmi. Druhá možnosť sa javí pravdepodobnejšia, pretože sediment z Bretky obsahuje rozptýlenú organickú hmotu, pri diagenéze mobilizovanú. Jej zvyškom v skúmanej hornine z Dobšinej môže byť čierny pigment, lokálne sústredený v amfiboloch. Zhodná negatívna Eu anomália v oboch horninách je výsledkom frakcionácie plagioklasu, ktorá môže byť výsledkom magmatického procesu, ale môže nastať aj počas sedimentácie (Lytwyn et al., 2001). Príčina pozitívnej Ce anomálie nie je úplne jasná. Podobnú anomáliu vykazujú napr. už spomínané turbidity z ostrova Sambo (Lytwyn et al., l. c.). Pravdepodobne je odrazom podmienok sedimentácie, pričom oxidovaný Ce^{4+} môže byť adsorbovaný na Mn^{-}, oxyhydroxidy Fe alebo na organické častice (napr. Holser, 1997; Plank a Langmuir, 1998). Vulkanoklastický materiál pochádzajúci z magmatického oblúka je rozšíreným zdrojom sedimentov zaoblúkových bazénov (napr. Lackschewitz et al., 2003). Bol zaznamenaný aj v zaoblúkovom bazéne, ktorého zvyšky predstavuje zlatnícka formácia gemerika (Méres et al., 2008). Na základe všetkých uvedených dôvodov možno teda predpokladať, že aj hornina tvoriaca enklávu v dobšinskom serpentinitovom lome sa sformovala v abysálnom prostredí priamo na oceánskej kôre. Jej materiál však nebol oceánskeho, ale konvergentného, oblúkového pôvodu.

Metamorfná asociácia v skúmanej hornine z dobšinského lomu zodpovedá podmienkam fácie modrých bridlíc a je identická ako asociácia v analogickej hornine z okolia obce Honce. Zloženie amfibolov varíruje v oboch prípadoch v úplne identickom rozsahu, od (Mg-)riebeckitu po (fero)glaukofán. Zrejme to odráža postupný nárast tlaku, pretože riebeckitický sodný amfibol je stabilný už pri nižšom tlaku ako glaukofán (cf. Maruyama a Liou, 1985; Otsuki a Banno, 1990; Nozaka, 1999; Banno, 1998; Aoki et al., 2008 a i.). Glaukofán v skúmanej hornine lemuje horečnatý riebeckit. V okrajovej zóne sa zaznamenal len horečnatý riebeckit, čo možno interpretovať ako reakciu na pokles tlaku pri exhumácii. Neprítomnosť výraznejšej retrogresie (až do podmienok fácie zelených bridlíc) indikuje, že hornina je súčasťou hačavskej formácie príkrovu Bôrky v zmysle nového, detailnejšieho litologického členenia podľa Ivana (2007b). Podmienky metamorfózy možno pokladať za identické s podmienkami v ostatných častiach hačavskej formácie (cf. Faryad, 1995, 1997). Pri tektonických procesoch, ktoré viedli v konečnom dôsledku k súčasnej pozícii v tektonickej melanži, bola hornina vystavená pôsobeniu fluíd. To viedlo k tvorbe albitovo-talkových žiliek s pyritom a k tvorbe biotitu na úkor sodného amfibolu. Môže to svedčiť o pôsobení zvýšenej teploty nad hranicou stability glaukofánu. Podobný proces sa uplatnil aj v melanži pri Honcoch. Vznik vermikulitu na úkor biotitu je prejavom záverečnej premeny horniny v hypergénnych podmienkach. Pozícia HP/LT metamorfovanej horniny v tektonickej melanži so serpentínovým matrixom na okraji serpentinitového telesa, ktorá prechádza do sedimentárnej melanže hačavskej formácie príkrovu Bôrky, je potvrdením spojitosti ultrabázických hornín s týmto príkrovom.

Závery

Na základe získaných výsledkov a ich interpretácie sme dospeli k nasledujúcim záverom:

- v tektonickej melanži na okraji serpentinitového telesa v Dobšinej sa zistila enkláva horniny metamorfovanej v podmienkach fácie modrých bridlíc;
- horninu tvorí prevažne sodný amfibol a albit (± kremeň) spolu s menším množstvom titanitu, pyritu, biotitu, talku, fengitu a flogopitu;
- zloženie sodného amfibolu sa mení od horečnatého riebeckitu po glaukofán, v okrajovej zóne je len horečnatý riebeckit, čo sa môže interpretovať ako dôsledok retrogresie;
- obsah hlavných prvkov v hornine je pozmenený vplyvom okolitého serpentinitu, distribúciou imobilných stopových prvkov pripomína andezity magmatických oblúkov na kôre kontinentálneho typu, resp. jemnozrnné sedimenty turbiditov pochádzajúcich z týchto oblúkov;
- protolitom horniny bol materiál kontinentálneho pôvodu, pravdepodobne vulkanoklastický detrit pochádzajúci z magmatického oblúka;
- enkláva HP/LT metamorfovanej horniny spolu s vlastným telesom serpentinitu sú súčasťou hačavskej formácie príkrovu Bôrky.

Poďakovanie. Táto práca vznikla s pomocou Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0571-06. Autori sú zaviazaní vďakou obom oponentom, prof. Ing. Walimu S. Faryadovi, CSc., z Ústavu petrológie a štruktúrnej geológie Karlovej univerzity v Prahe a Ing. Zoltánovi Némethovi, PhD., zo Štátneho geologického ústavu D. Štúra v Košiciach za starostlivé prečítanie rukopisu a pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť túto prácu.

Literatúra

Aoki, K., Itaya, T., Shibuya, T., Masago, H., Kon, Y., Terabayashi, M., Kaneko, Y., Kawai, T. & Maruyama, S., 2008: The youngest blueschist belt in SW Japan: Implication for the exhumation of the Cretaceous Sanbagawa high-P/T metamorphic belt. *J. metamorph. Geol., 26, 5, 583 – 602.*

Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť v mierke 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 223.*

Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria – východná časť, 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.*

Banno, S., 1998: Pumpellyite-actinolite facies of the Sanbagawa metamorphism. *J. metamorph. Geol., 16, 117 – 128.*

Faryad, S. W., 1995: Phase petrology and p,T conditions of mafic blueschists from the Meliata Unit, West Carpathians, Slovakia. *J. metamorph. Geol., 13, 701 – 714.*

Faryad, S. W., 1997: Lithology and metamorphism of the Meliata unit high-pressure rocks. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monogr., 131 – 144.*

Geokem. The average composition of the Earth`s continental crust. http://www.geokem.com/earths_average_composition.html

Holser, W. T., 1997: Evaluation of application of rare-earth elements to paleooceanography. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 132, 309 – 323.*

Hovorka, D., Ivan, P., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J. & Turanová, L., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 258.*

Ivan, P., 2002: Relics of the Meliata Ocean crust: Geodynamic implications of mineralogical, petrological and geochemical proxies. *Geol. Carpath. (Bratislava), 53, 4, 245 – 256.*

Ivan, P., 2007a: Nález retrogresne zmenených glaukofanitov meliatika(?) v okolí Dobšinej: petrograficko-geochemická charakteristika a geodynamické prostredie vzniku. *In: Ďurža, A. & Rapant, S. (eds.): Geochémia 2007. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 49 – 51.*

Ivan, P., 2007b: Litostratigrafické jednotky príkrovu Bôrky: ich stručná charakteristika a možný pôvod. *In: Jurkovič, Ľ. (ed.): Geochémia v súčasných geologických vedách. Cambelove dni 2007. Bratislava, Univerzita Komenského, 42 – 48.*

Ivan, P. & Méres, Š., 2009: Vysokotlakovo metamorfované rádiolarity a silicity z príkrovu Bôrky. *In: Jurkovič, Ľ. (ed.): Geochémia pri riešení aktuálnych problémov. Cambelove dni 2009. Bratislava, Univerzita Komenského, v tlači.*

Jaroš, J., Hovorka, D., Kratochvíl, M. & Mock, R., 1980: Inner structure of serpentinite bodies and structural position of the West Carpathian ophiolites. *Ofioliti (Bologna), 5, 133 – 136.*

Jaroš, J., Kratochvíl, M. & Zlocha, J., 1981: Drobnoštruktúrna analýza vnútornej stavby serpentinitových telies v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Miner. Slov. (Bratislava), 13, 527 – 548.*

Kamenický, J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanitické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 45, 5 – 108.*

Lackschewitz, K., Mertz, D., Devey, C. & Garbe-Schönberg, C.-D., 2003: Late Cenozoic volcanism in the western Woodlark Basin area, SW Pacific: The sources of marine volcanic ash layers based on their elemental and Sr-Nd isotope compositions. *Bull. volcanol., Sér. 2 (Napoli), 65, 2 – 3, 182 – 200.*

Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., 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 of the Subcommitee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commision on new minerals and mineral names. *Min. Mag. (London), 61, 295 – 321.*

Lytwyn, J., Rutherford, E., Burke, K. & Xia, C., 2001: The geochemistry of volcanic, plutonic and turbiditic rocks from Sumba, Indonesia. *J. Asian Earth Sci., 19, 481 – 500.*

Maruyama, S. & Liou, J. G., 1985: The stability of Na-Ca pyroxene in low-grade metabasites of high-pressure intermediate facies series. *Amer. Mineralogist (Washington), 70, 16 – 29.*

McDonough, W. F. & Sun, S.-S., 1995: The composition of Earth. *Chem. Geol. (Amsterdam), 120, 223 – 253.*

McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T. & Maynard, J. B., 1990: Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. cosmochim. Acta (Oxford), 54, 2 015 – 2 050.*

McLennan, S. M. & Murray, R. W., 1999: Geochemistry of sediments. *In: Marschall, C. P. & Fairbridge, R. W. (eds.): Encyclopedia of geochemistry. Dordrecht, Kluwer Acad. Publ., 282 – 292.*

Mello, J., Filo, I., Havrila, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Lišščák, P., Kubeš, P., Scherer, S., Siráňová, Z., Szalaiová, V. & Žáková, E., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 303.*

Méres, Š., Ivan, P. & Vďačný, M., 2008: Zlatnícka formácia (devón?) ako relikt zaoblúkového bazéna na severe gemerika: dôkazy zo štúdia metasedimentov. *In: Jurkovič, Ľ. (ed.): Geochémia základná a aplikovaná geoveda. Cambelove dni 2008. Bratislava, Univerzita Komenského, 85 – 90.*

Nozaka, T., 1999: Blueschist blocks at Mochimaru in the Tari-Misaka ultramafic complex: Their petrologic characteristics and significance. *Island Arc, 8, 154 – 167.*

Otsuki, M. & Banno, S., 1990: Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *J. metamorph. Geol., 8, 425 – 439.*

Plank, T. & Langmuir, C. H., 1998: The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol. (Amsterdam), 145, 325 – 394.*

Urban, K., 1967: Azbest. *In: Slávik, J. (ed.): Nerastné suroviny Slovenska. Aktuality geol. Priesk., 5. Bratislava, Ústř. Úst. geol., 254 – 257.*

Zlocha, J., 1995: Ložiská azbestu. *In: Grecula, P. (ed.): Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. Bratislava, Geocomplex, 677 – 686.*

Rukopis doručený 2. 7. 2009
Revidovaná verzia doručená 12. 1. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Blueschist enclave in the Dobšiná serpentinite quarry: The evidence of the relation of the ultrabasic body to the Hačava Fm. of the Bôrka nappe (Meliatic Unit, Slovakia)

The serpentinite body on the northern border of the Dobšiná town is exploited for chrysotile asbestos for several tens years and was studied by many authors (e.g. Hovorka et al., 1985 and references herein). Despite this fact, a small body of the blueschist facies metamorphosed rock in the NW part of the serpentinite quarry (Fig. 1) has been overlooked, maybe due to macroscopic similarity with the adjacent serpentinite.

Small enclave (2.5 x 3 m; Fig. 2) of the above-mentioned rock has been found in the contact zone of lens-shaped serpentinite body (ca. 700 x 500 x 45 m) formed by tectonic mélange with serpentine matrix containing also blocks of carbonates. Serpentinite body itself is regarded as a component of the sedimentary mélange of the Bôrka nappe (Meliatic Unit; Mello et al., 2000).

The studied rock is macroscopically aphanitic, massive, dark grey with bluish shadow. In the most external part of the enclave the coarse-grained variety with radial aggregates of the amphibole crystals up to 5 mm occurs only (Fig. 3A), forming several cm thick rim. Aphanitic variety displays in thin-sections typically blastoporphyric texture, where fan-like to radiate aggregates of Na-amphibole crystals are regularly embedded in the fine-grained matrix composed of albite (± quartz) with disseminated small white mica and biotite lamellae and fine pigment. Pyrite and leucoxene/titanite, together with small apatite crystals, are also present in the matrix. No relics of the sedimentary textures have been identified in the rock. Short veins variable in shape and thickness are filled mostly by albite and talc. Pyrite and apatite are also present in small amounts. The coarse-grained variety forming the rim of enclave is composed of radial aggregates of columnar Na-amphibole crystals enclosing variable amount of black (carbonaceous?) pigment and partly replaced by biotite embedded together in two mixed types of matrix. Former type is similar to the matrix of fine-grained variety of the rock and contains also some relatively bigger grains of albite mostly concentrated in short veins, latter type is composed of small fan-like aggregates of white mica with sporadical grains of albite and titanite. Biotite is partly transformed to vermiculite.

Petrographically similar rock to that from the Dobšiná serpentinite quarry was found as 1.5 cm thick intercalation in the radiolarite chert in the Hačava Fm. of the Bôrka nappe near the Honce village (Ivan and Méres, 2009).

Composition of the Na-amphiboles, biotite, white mica, talc and vermiculite has been studied using the electron microprobe analyser. Results are given in Tabs. 1 and 2. Composition of Na-amfiboles vary according to the classification by Leake et al. (1997) between Mg-riebeckite and glaucophane, latter forms usually rims on the older Mg-riebeckite cores (Fig. 4). The same variability can be observed for rock from the Honce village. Substitution $Al^{VI} – Fe^{3+}$ seems to be dominant (Fig. 5) although elevated actinolite component in some cases is obvious (Fig. 6). Biotite is rather of magnesian type with Mg/Mg + Fe about 0.7. Composition of the white mica points to phengite with small amount of paragonite component (Na/Na + K = 0.071 to 0.096). Talc contains some minnesotaite component (Fe/Fe + Mg = 0.116 – 0.130). Vermiculite belongs to two different compositional types probably with trioctahedral mica or the talc sheets in its structure (Fig. 6).

Major and trace element distribution in the studied rock together with composition of the sedimentary or volcanic rocks used for comparison are presented in Tab. 3. Major element composition reminds the intermediate volcanics, but some influence of surrounding serpentinites through invading fluids seems to be obvious (high MgO and LOI values). Practically identical are chondrite normalized REE patterns for the studied blueschist and supposed its unmetamorphosed analogue – a very low-grade metamorphosed sedimentary rock found in the Meliata Fm. (Meliatic Unit) near village Bretka (Fig. 8). Both are very similar to REE patters of orogenic andesites generated in magmatic arcs built up on the continental type crust or to REE patterns of turbiditic sediments related to such arcs (Figs. 8 and 9). There is also great similarity in element ratios characterizing protolith basicity (Th/Sc) or geodynamic setting (Th/Yb, Ta/Yb). Comparison to average pelagic clay (Fig. 9) indicates the enrichment in elements related as a rule to accessory heavy mineral fraction of sediments (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, V, Cr) for blueschist, whereas trace elements with small tendency to be fractioned also during pelagic sedimentation (REE, Th, Sc) are relatively depleted. Negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.42$ and 0.51 resp.) and small positive Ce anomaly ($Ce/Ce^* = 1.26$ and 1.27 resp.) are typical for both compared sedimentary rocks – from the Dobšiná serpentinite quarry and the Bretka village respectively.

Enclave of the HP/LT metamorphosed rock from the Dobšiná quarry represents then a block in the tectonic mélange, which is, together with the serpentinite body, only a part of sedimentary mélange cropping out mostly to the south of the Dobšiná town and denominated as the Bôrka nappe of the Meliatic Unit (cf. Mello et al., 2000). Despite the fact that no original sedimentary textures are preserved, we suppose, that the protolith of this rock could be sediment deposited on the oceanic crust in the deep-sea environment. Such interpretation follows from petrographical, mineralogical and geochemical similarity to the rock associated with the HP/LT metamorphosed radiolarian cherts and N-MORB type basalts (locality Honce, Bôrka nappe) in one case and the very low-grade metamorphosed sediment associated with N-MORB type basalt (locality Bretka, Meliata Fm.) in the other case. All mentioned rocks belong to the lithostratigraphic units, which together compose the Meliatic Unit representing relics related to the Triassic-Jurassic Meliata Ocean. Sedimentation of the studied rock was probably rapid because the small-scale sedimentary textures typical for pelagic sediments seems to be absent. Major and trace element distribution indicates the continental source of detritus. Because of similarity in the trace element distribution to orogenic andesites (Geokem) and arc-related turbiditic sediments (e.g. Lytwyn et al., 2001), it is not excluded, that resedimented(?) volcaniclastic material could be the protolith of this rock. Negative Eu-anomaly in its REE pattern could be interpreted as a result of plagioclase fractionation (magmatic, sedimentary or both), the small positive Ce-anomaly is related to sedimentation in the oceanic environment but the specific reason of its formation remains unclear.

Metamorphic association in the studied rock is conform to the blueschist facies conditions with preserved indices of the progressive increase in pressure. Such metamorphic evolution seems to be typical for Hačava Fm. of the Bôrka nappe (cf. Faryad, 1995, 1997), whereas other formations of the Bôrka nappe (Kobeliarovo Fm., Steinberg Fm.) underwent intensive retrogression to greenschist facies conditions (Ivan, 2007b). Close spatial relations between studied blueschist facies rock and serpentinite body indicate their common tectonic history and both belong to the Hačava Fm.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 419 – 432
ISSN 0369-2086

Magnezioriebeckit v červených silicitoch a bazaltoch z Jakloviec (jaklovská formácia meliatika) – indikátor iniciálneho štádia vysokotlakovej subdukčnej metamorfózy

PETER IVAN[1], ŠTEFAN MÉRES[1] a MILAN SÝKORA[2]

[1]Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; ivan@fns.uniba.sk, meres@fns.uniba.sk
[2]Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; sykora@fns.uniba.sk

Magnesioriebeckite in red cherts and basalts (Jaklovce Fm. of the Meliatic Unit, Western Carpathians): An indicator of initial stage of the high-pressure subduction metamorphism

In the Middle-Triassic red cherts and basalts, forming olistoliths in the Jurassic ophiolite mélange near village Jaklovce, thin veinlets of the blue sodic amphibole have been found. Sodic amphibole is compositionally close to magnesioriebeckite, less to riebeckite. The relatively low aluminium content in comparison to riebeckitic amphiboles from the HP/LT metamorphosed basalts and their retrogressed analogues could be the result of the lower metamorphic pressures and the high silica activity as well. Magnesioriebeckite/riebeckite veinlets were mostly replaced by actinolite aggregate with some calcite, epidote and albite, where only tiny relics of riebeckite or ferrowinchite are preserved. Probably short-lasting individual metamorphic phase at elevated pressures (≈ 600 MPa) is responsible for the formation of the magnesioriebeckite/riebeckite veinlets, followed by pressure relaxation and short metamorphic overprint in the greenschist facies conditions (p ≈ 300 MPa). Observed metamorphic evolution could be interpreted as a manifestation of the Meliata Ocean subduction in Upper Jurassic, when oceanic rocks from the uppermost part of the subducting slab were involved into the lower part of the accretionary prism, consequently exhumed and tectonized.

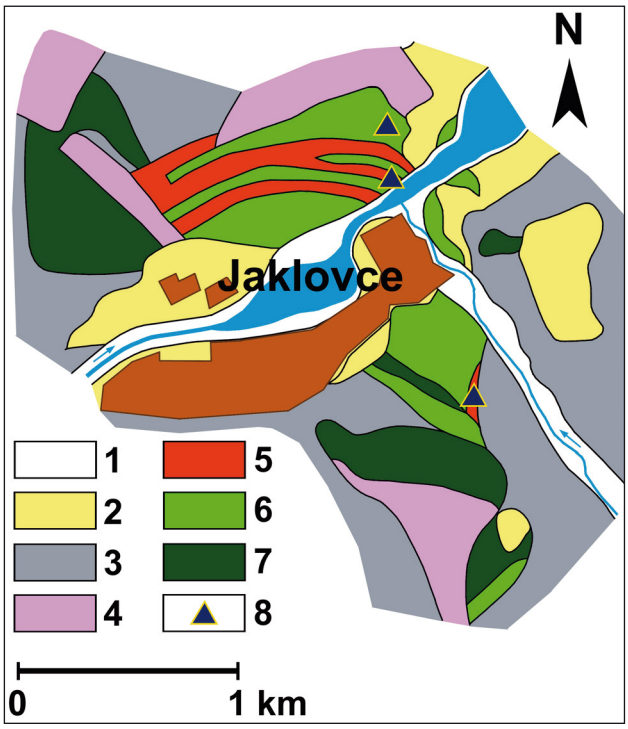
Key words: magnesioriebeckite, ophiolites, metamorphism, subduction, Meliata ocean

Úvod

Podľa súčasných poznatkov majú všetky mezozoické jednotky meliatika charakter melanží s olistolitmi ofiolitov aj sedimentov reprezentujúcich dno aj okrajové časti bývalého triasovo-jurského Meliatskeho oceánu. Horniny melanží boli následne ešte prepracované naloženými metamorfnými a tektonickými procesmi (Mello et al., 2000; Ivan, 2002; Dalmayer et al., 2008). Možno preto očakávať, že mnohé horniny tu môžu mať zložitú metamorfnú históriu, ktorá je kľúčom najmä k pochopeniu záverečných etáp vývoja Meliatskeho oceánu. Za dominujúci typ metamorfózy v časti meliatika, označovanej ako príkrov Bôrky, sa považovala subdukčná vysokotlakovo-nízkoteplotná (HP/LT) metamorfóza fácie modrých bridlíc (Mello et al., 1998), kým v ostatných jednotkách meliatika sa predpokladala anchimetamorfóza, poprípade slabá metamorfóza do podmienok fácie zelených bridlíc (Mello et al., 1997; Árkai et al., 2003). V ostatnom čase sa však našli indície vysokotlakového štádia metamorfózy vo formácii ofiolitov údolia Bodvy (Faryad a Dianiška, 1999; Horváth, 2000; Horváth a Árkai, 2005). Nález sodných amfibolov v silicitoch a bazaltoch v okolí Jakloviec môže uplatnenie takéhoto štádia naznačovať aj v jaklovskej formácii meliatika. V tejto práci sa venujeme bližšej charakteristike tohto nálezu.

Geológia

V širšom okolí Jakloviec metabazalty spolu s hlbokovodnými oceánskymi sedimentmi tvoria súčasť jurskej melanže vystupujúcej v pruhu medzi Kurtovou skalou na severozápade a dolinou Teplého potoka na juhovýchode (obr. 1). Geologickú stavbu tejto oblasti v minulosti detailnejšie skúmali Kamenický (1957), Ištvan (1984), Gaal (1984), Kozur a Mock (1995) a Mock et al. (1998). Metabazalty tu tvoria niekoľko telies s variabilnými rozmermi (rádovo desiatky až prvé stovky metrov) a pre väčšinu z nich je zrejmá úzka priestorová väzba medzi metavulkanitmi a pelitickými metasedimentmi typu červených sericiticko-kremitých bridlíc a rádiolaritických bridlíc až rádiolaritov (profil v záreze železničnej vlečky vápenky, profil pri ústí potoka Rieka do Hornádu, profil na sv. svahu hrebeňa v časti Za dlhou záhradou). Vek rádiolaritov bol paleontologicky stanovený ako vrchný anis až spodný ladin (Ištvan, 1984), kým vlastná melanž na základe veku zelenkastých rádiolaritov, ktoré sú súčasťou jej matrixu, má strednojurský vek (bat?; Kozur a Mock, 1995). Zdá sa, že metabazalty tvorili zväčša lávové príkrovy. Zistili sa aj náznaky výskytu pillow láv. Metabazalty spolu s hlbokooceánskymi sedimentmi tvoria pravdepodobne niekoľko samostatných olistolitov. Za olistolity sa považujú



Obr. 1. Schematická geologická mapa jaklovskej formácie meliatika (podľa Kamenického, 1957 a Zlochu, 1995 – upravené). Miesta výskytu sodného amfibolu (magnezioriebeckitu) v žilkách sú vyznačené plnými trojuholníkmi. 1 – alúvium; 2 – kvartér; 3 – vápnité bridlice, brekcie (matrix melanže – jura); 4 – vápence (trias); 5 – červené kremité bridlice, silicity, rádiolarity (vrchný anis až spodný ladin); 6 – bazalty; 7 – serpentinizované ultrabazity; 8 – výskyt žiliek so sodným amfibolom (magnezioriebeckitom). Súradnice GPS týchto výskytov: N 42° 52,950´ E 020° 59,812´; N 48° 52,756´ E 020°59,788´; N 48° 52,293´ E 020°59,878´.

Fig. 1. Geological sketch-map of the Jaklovce Fm. of the Meliatic Unit (according to Kamenický, 1957 and Zlocha, 1995 – modified). Findings of the Na-amphibole (magnesioriebeckite) in veinlets are labelled by filled triangles. 1 – alluvium; 2 – Quaternary; 3 – calcareous shales, breccias (matrix of mélange – Jurassic); 4 – limestones (Triassic); 5 – siliceous shales, cherts, radiolarites (Upper Anisian – Lower Ladinian); 6 – basalts; 7 – serpentinized ultrabasics; 8 – findings of sodic amphibole (magnesioriebeckite) veinlets. GPS coordinates of these findings: N 42° 52,950´ E 020° 59,812´; N 48° 52,756´ E 020°59,788´and N 48° 52,293´ E 020°59,878´.

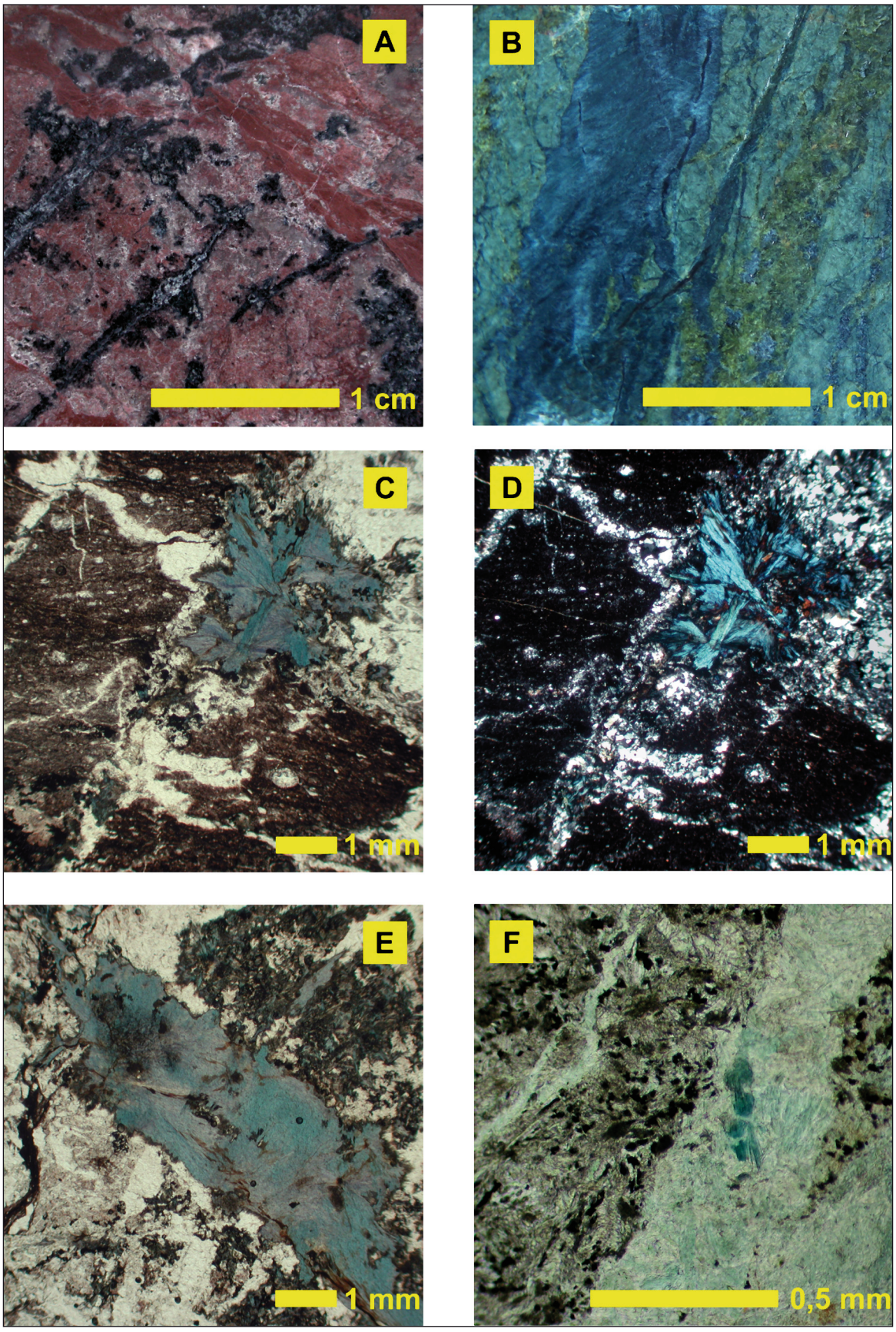
aj spodnotriasové klastické sedimenty, svetlé mramory aniského veku a ladinské aj norické pelagické červené rohovcové vápence (Mock et al., 1998). Zistili sa aj keratofýry (Hovorka, 1977) a metaryolity. Súčasťou jaklovskej formácie meliatika sú aj telesá serpentinizovaných ultrabazitov, bunkovité dolomity a brekcie s anhydritom a sadrovcom (Zlocha, 1995). Matrix melanže reprezentujú slabo metamorfované a zbrekciovatené turbidity s prevažne pelitickou zrnitosťou – sivé a sivozelené bridlice, lokálne s tenkými preplástkami silicitov, v menšej miere aj hrubozrnné pieskovce a mikrokonglomeráty. Jurský vek matrixu sa potvrdil aj nálezom zvyškov belemnitov (Kozur a Mock, 1995; Mock et al., 1998).

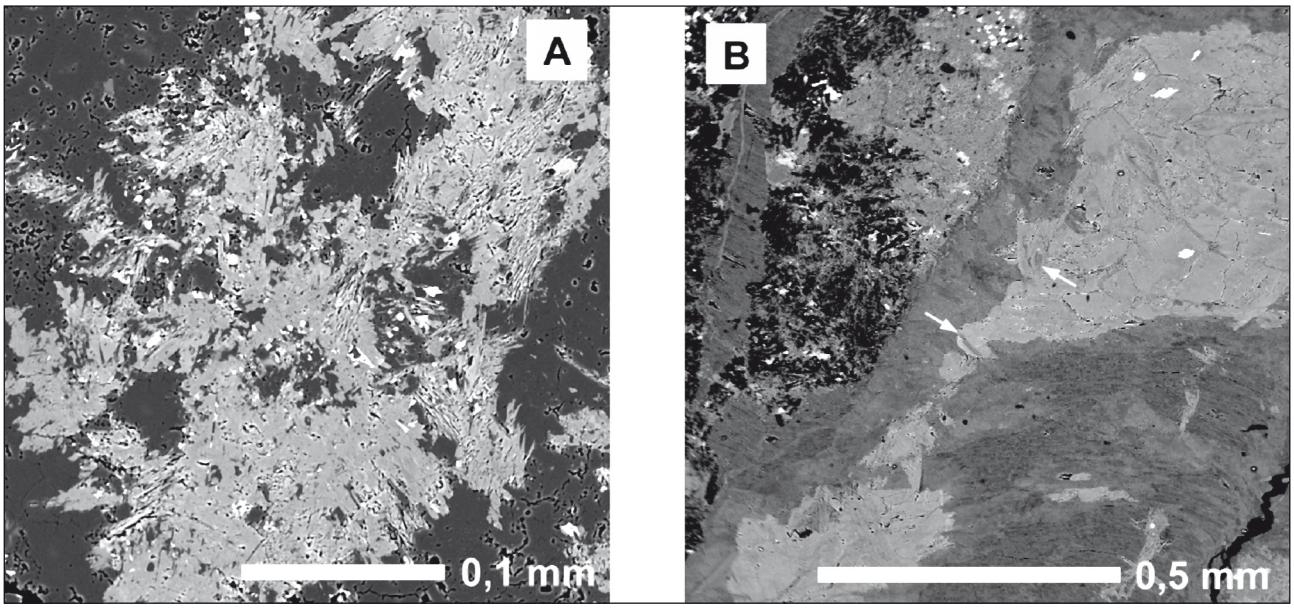
Metodika práce

Žilky obsahujúce sodné amfiboly sa zistili pri systematickom petrografickom výskume oceánskych sedimentov a bazaltov v okolí Jakloviec (asi 80 vzoriek). Identifikovali sa len v troch vzorkách, pretože výskum bol orientovaný na neporušené horninové typy. Poznatky z dodatočného zberu slúžili na doplnenie petrografických charakteristík. Analýzy amfibolov a ďalších relevantných minerálov sa urobili na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave D. Štúra v Bratislave. Podmienky merania: urýchľujúce napätie 15 kV, prúd elektrónového lúča 20 nA, merací čas 20 s, priemer lúča 2 – 10 μm. Použité štandardy: Si, Ca – wollastonit, Ti – TiO_2, Al – Al_2O_3, Cr – elementárny chróm, Fe – fayalit, Mn – rodonit, Mg – forsterit, Na – albit, K – ortoklas. Stechiometrické vzorce sodných a sodno-vápenatých amfibolov na základe odporučení z prác Endersa et al. (2000) a Gualda a Vlacha (2005), ktoré vychádzajú z prepočtov amfibolov s kvantitatívne stanoveným Fe^{3+}, sa vypočítali metódou 13eCNK. Stechiometrické vzorce vápenatých amfibolov na základe odporučenia z práce Gualda a Vlacha (2005) sa vypočítali pre stechiometricky maximálne možné Fe^{3+} metódou Schumachera in Leake et al. (1997). Kvôli komparácii s tematicky blízkymi prácami používame platnú klasifikáciu amfibolov IMA (Leake et al., 1997, resp. 2004). V zmysle tejto klasifikácie obsah Si vyšší ako 8 vzorcových jednotiek, čo je prípad väčšiny našich analýz, sa spravidla považuje za analytický problém.

Obr. 2. Makroskopický a mikroskopický pohľad na žilky sodného amfibolu (magnezioriebeckitu) a produkty ich retrogresívnej premeny vyskytujúce sa v hlbokovodných červených kremitých sedimentoch, rádiolaritoch a ofiolitových bazaltoch z Jakloviec. **A** – žilky sodného amfibolu (magnezioriebeckitu) v červenom rádiolarite (vzorka FJAK-46); **B** – žilky vápenatého amfibolu (aktinolitu), miestami aj s epidotom, kalcitom, chloritom a smektitom, obsahujúce drobné relikty sodného a sodno-vápenatého amfibolu (magnezioriebeckitu, riebeckitu a ferowinchitu) v bazalte (vzorka FJAK-69); **C** – radiálny agregát sodného amfibolu (magnezioriebeckitu) v rádiolarite popretínanom tenkými kremennými žilkami. Prierezy rádiolárií možno ešte dobre rozpoznať, II N; **D** – detto, XN; **E** – dva typy sodného amfibolu (magnezioriebeckitu) v rádiolarite (vzorka FJAK-46): (1) žilka zložená z vejárikovitých agregátov a (2) drobné agregáty v matrixe, II N; **F** – relikty sodného amfibolu (magnezioriebeckitu) v žilke pretínajúcej bazalt tvorenej agregátom slabo modrastého aktinolitu (vzorka OS-07-11), II N.

Fig. 2. Macroscopic and microscopic views on the sodic amphibole (magnesioriebeckite) veinlets and products of their retrogression, occurring in the deep-sea cherts, radiolarites and ophiolitic basalts from the Jaklovce village (Jaklovce Fm., Meliatic Unit). **A** – Na-amphibole (magnesioriebeckite) veinlets in the red radiolarite (sample FJAK-46); **B** – Ca-amphibole (actinolite) veinlets, locally also with epidote, calcite, chlorite and smectite, containing tiny relics of Na- and Na-Ca-amphibole (magnesioriebeckite, riebeckite, ferrowinchite) in basalt (sample FJAK-69); **C** – Radial aggregate of Na-amphibole (magnesioriebeckite) in radiolarite, being crosscuted by the small quartz veins. Radiolaria sections are still well-recognizable, II N (sample FJAK-46); **D** – the same, XN; **E** – two types of Na-amphibole (magnesioriebeckite) in radiolarite (sample FJAK-46): (1) veinlet composed of the fan-shaped aggregates and (2) small aggregates in the matrix, II N; **F** – Na-amphibole (magnesioriebeckite) relics in the veinlet composed of columnar aggregate of the pale bluish actinolite crosscuting basalt (sample OS-07-11), II N.


A
1 cm
B
1 cm
C
1 mm
D
1 mm
E
1 mm
F
0,5 mm



Obr. 3. Zobrazenie v odrazených elektrónoch (BEI) amfibolov v silicite a ofiolitovom bazalte z Jakloviec. **A** – agregát sodného amfibolu (magnezioriebeckitu – sivý) spolu s oxidmi železa, obklopený kremeňom v silicite (vzorka FJAK-46); **B** – žilka smektitu (tmavosivý), čiastočne zmeneného na chlorit (strednosivý), spolu s mladším aktinolitom (svetlosivý) s drobnými reliktmi magnezioriebeckitu (označené šípkou) v bazalte (vzorka OS-07-11).

Fig. 3. Backscattered electron imaging (BEI) of amphiboles in the chert and basalt from the Jaklovce locality. **A** – Na-amphibole (magnesioriebeckite) aggregate (grey) together with Fe-oxides surrounded by quartz in the chert (sample FJAK-46); **B** – veinlet of smectite (dark grey) partly transformed to chlorite (medium grey) together with younger actinolite (pale grey) aggregate with tiny relics of magnesioriebeckite (labelled by arrows) in basalt (sample OS-07-11).

Takéto hodnoty vychádzajú aj v opakovaných analýzach pri väčšine meraných riebeckitických amfibolov v horninách s vysokým obsahom kremeňa nielen zo skúmanej lokality, ale aj z lokalít príkrovu Bôrky. Možné príčiny rozoberáme neskôr. Koncové členy skúmaných amfibolov sa vypočítali spôsobom uvedeným v práci Aoki et al. (2008), a to takto: magnezioriebeckit/riebeckit $X_{mrieb} = Fe^{3+}/(Al^{VI} + Fe^{3+}) \cdot Na/(Na + Ca)_B$, glaukofán $X_{gln} = Al^{VI}/(Al^{VI} + Fe^{3+}) \cdot Na/(Na + Ca)_B$, aktinolit $X_{akt} = (2 - Al^{IV})/2 \cdot Ca/(Na + Ca)_B$, tschermakit $X_{ts} = Al^{IV}/2 \cdot Ca/(Na + Ca)_B$. Podiel Al^{IV}, ktorý je výsledkom edenitovej substitúcie, je zahrnutý v rámci tschermakitovej substitúcie.

Petrografia

Sodné amfiboly sa v červených silicitoch a metabazaltoch nevyskytujú na ich odkryvoch plošne, ale skôr sporadicky. Vzorka silicitu s makroskopicky identifikovateľným sodným amfibolom sa našla v zárezе poľnej cesty v sv. svahu kóty Za dlhou záhradou (asi 200 m na JZ od križovatky v Jaklovciach). Sodné amfiboly v podobe reliktných zŕn sa zachovali v žilkách tvorených modrastým sodným aktinolitom, nájdených miestami tak v silicitoch, ako aj v metabazaltoch najmä v oblasti medzi obcou Jaklovce a vápenkou. V juhozápadnej časti opusteného lomu nad vápenkou sa v metabazaltoch hojne vyskytujú žilky vláknitého modrastého aktinolitu sprevádzaného epidotom do hrúbky až 5 mm. Podstatne tenšie žilky s reliktmi riebeckitu možno nájsť v ich bezprostrednom okolí.

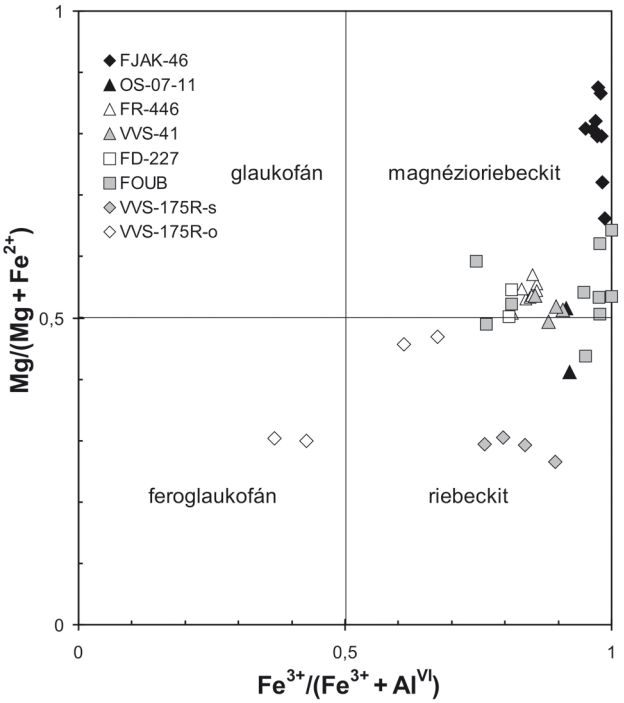
Makroskopický vzhľad hnedastočerveného silicitu bohatého na modrý sodný amfibol (vzorka FJAK-46) je zachytený na obr. 2A. Mikroskopicky je silicit pomerne nehomogénny. Skladá sa z petrograficky rozdielnych oblastí, ktoré sú odrazom pôsobenia naložených premien. Časť horniny má pomerne homogénnu stavbu. Tvorí ju veľmi jemnozrnný agregát kremeňa s homogénne rozptýleným pigmentom oxidov železa. Časté sú v nej prierezy rádiolárií, zriedkavo aj obdĺžnikové fantómové prierezy po neznámom mineráli. V iných častiach je už pigment čiastočne usporiadaný do planparalelných žiliek, ktoré obtekajú mierne deformované častice a prierezy rádiolárií. Miera usmernenia lokálne rastie až do takej miery, že horninu tu tvoria žilkovité útvary z nahromadeného pigmentu. Pigment tu nie je rozmiestnený homogénne, ale celý útvar sa skladá z husto vedľa seba uložených planparalelných žiliek pigmentu. Medzi nimi sú uzatvorené zväčša deformované pretiahnuté zrná, pôvodne asi prierezy rádiolárií. Žilkovité útvary sú oproti okoliu ostro vymedzené alebo na jednu stranu je prechod pozvoľný. Sodný amfibol sa v silicite vyskytuje v dvoch formách – ako samostatné agregáty (1) alebo ako žilky (2) (obr. 2C – E). Prvú formu predstavujú nepravidelne rozložené oblasti tvorené prevažne vejárikovitými agregátmi sodného amfibolu spolu s nepravidelnou impregnáciou väčších zŕn rudného minerálu – hematitu, resp. magnetitu (obr. 3A). Drobný kremeň sa tu vyskytuje len nepatrne, pozorujeme tu však prierezy rádiolárií. To vylučuje možnosť, že tieto miesta môžu primárne predstavovať klasty s odlišným zložením,

napr. úlomky bázického vulkanického skla. Podstatná časť sodného amfibolu je v hornine sústredená do relatívne hrubých žilkovitých útvarov, ktoré pozostávajú z jedincov usporiadaných do rôzne orientovaných vejárovitých agregátov. Len pomerne zriedka je v týchto agregátoch uzatvorený vláknitý aktinolit (uralit), úplne ojedinele aj chlorit. Neobsahuje rudné minerály. Tie sú miestami prítomné na okraji agregátov v podobe lemov. Žilkovité útvary sodného amfibolu a koncentrovaného hematitového pigmentu sú navzájom orientované koso, pričom tie s amfibolom sú zjavne mladšie. Hornina je preniknutá aj chaoticky orientovanými žilkami s rôznou hrúbkou, pozostávajúcimi z dlaždicovitého agregátu kremeňa. V miestach, kde sa tento agregát skladá z najväčších zŕn, býva prítomný aj aktinolit druhej generácie. Tvorí pomerne široké stĺpiky, je modrastý až modrastozelenkavý. Vznikol pravdepodobne na úkor sodného amfibolu, ktorého drobné relikty ešte stále obsahuje. V iných skúmaných silicitoch (vzorka OS-07-9) sa sodný amfibol zistil len v podobe drobných reliktov v aktinolite. Jemnozrnná kremitá hornina s rozptýleným hematitovým pigmentom je popretínaná sieťou žiliek s rôznou orientáciou a hrúbkou. Okrem vlásočnicových kremenných a kalcitových žiliek je väčšina z nich vyplnená aktinolitom, epidotom a kalcitom, ktoré sú zastúpené v rôznom pomere. Aktinolit spravidla prevažuje a v žilkách tvorí stĺpčekovité jedince a ich planparalelné alebo vejárikovité agregáty s rôznou orientáciou. Sodný amfibol sa vyskytuje v podobe drobných tmavomodrých nepravidelných reliktov na okraji aktinolitových indivíduí. V okolí týchto reliktov má inak zelenkastý aktinolit niekedy modrasté odtiene.

Sodný amfibol v metabazaltoch tvorí relikty, ktoré sú formou výskytu podobné tým v silicitoch. Vystupuje výlučne v žilkách, pričom vlastné bazalty sú relatívne málo postihnuté premenou. Žilky s reliktmi sodného amfibolu sú staršie ako žilky vláknitého aktinolitu s epidotom (obr. 2B), oproti ktorým sú spravidla orientované koso. V analyzovanej vzorke (OS-07-11) má bazalt primárne hyaloporfýrickú až intersertálnu štruktúru, je krehko deformovaný a trhlinky sú vyplnené žilkami. Bazalt obsahuje výrastlice olivínu nahradené chloritom, drobné výrastlice klinopyroxénu a kostrovité výrastlice plagioklasu s variabilnou veľkosťou, nahradené albitom a smektitom. Sklo je devitrifikované na radiálne orientované mikroprerasty. Tvorí ich klinopyroxén a plagioklas, pravdepodobne už s albitovým zložením. Miestami obsahuje impregnáciu drobných zŕn oxidov železa. Ilmenit je nahradený magnetitom a leukoxénom. Výplň žiliek vznikala aspoň v troch etapách. Žilky najstaršej etapy sú vyplnené agregátom smektitu, ktorý je čiastočne nahradený chloritom. Sporadicky sú prítomné drobné jedince epidotu. V mladšej etape bola výplň časti týchto žiliek na okrajoch zatlačená lemom zloženým z albitu, ktorý uzatvára drobné ihličky sodného amfibolu, resp. aktinolitu, alebo ju úplne nahradil agregát

Tab. 1
Analýzy sodných a sodno-vápenatých amfibolov z rádiolaritu (vzorka FJAK-46) a bazaltu (vzorka OS-07-11) z Jakloviec
Analyses of the sodic and sodic-calcic amphiboles from the radiolarite (sample FJAK-46) and basalt (sample OS-07-11) from the Jaklovce locality

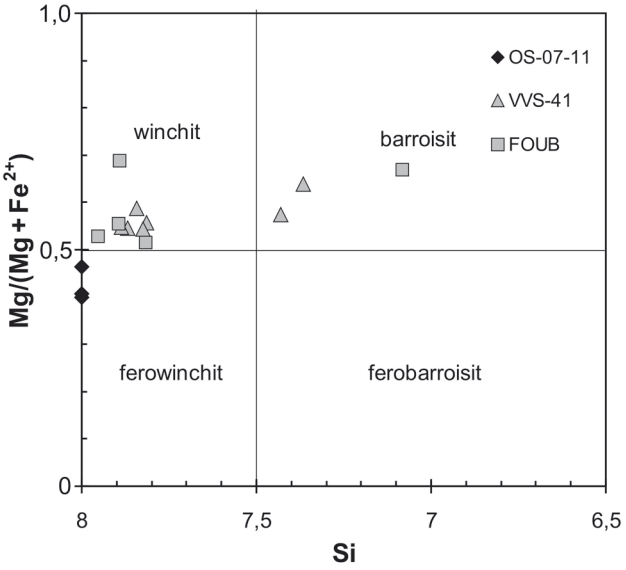
Vzorka	FJAK-46	FJAK-46	FJAK-46	FJAK-46	FJAK-46	FJAK-46	OS-07-11	OS-07-11	OS-07-11	OS-07-11
Analýza	M5_1	M3_1	M1_2	M4_3	M1_1	M6_1	M4_1	M4_2	M2_7	M2_6
Amfibol	Mg-rieb.	Mg-rieb.	Mg-rieb.	Mg-rieb.	Mg-rieb.	Mg-rieb.	Rieb.	Mg-rieb.	Fe-winch.	Fe-winch.
SiO_2	56,80	56,99	56,56	56,19	56,71	57,09	53,58	54,28	52,96	53,06
TiO_2	0,05	0,08	0,02	0,06	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00
Al_2O_3	0,26	0,47	0,28	0,34	0,16	0,15	0,71	0,82	0,66	0,67
Cr_2O_3	0,00	0,04	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	18,80	17,93	18,20	18,04	17,72	14,02	26,99	25,14	24,69	24,45
MnO	0,06	0,20	0,30	0,22	0,36	0,18	0,16	0,16	0,90	1,06
MgO	11,84	12,13	12,10	12,21	12,61	14,73	6,05	7,64	6,78	7,34
CaO	0,73	1,23	1,41	1,49	2,28	2,43	0,84	1,39	5,54	6,86
Na_2O	6,35	5,92	5,92	5,88	5,59	5,98	6,71	6,28	3,64	3,26
K_2O	0,21	0,24	0,28	0,33	0,31	0,51	0,05	0,03	0,08	0,07
Suma	95,76	95,65	95,46	94,80	95,76	95,16	95,10	95,76	95,26	96,79
Si	8,153	8,154	8,132	8,107	8,117	8,143	8,086	8,037	8,076	8,008
Al^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al^{VI}	0,045	0,080	0,047	0,057	0,027	0,025	0,126	0,143	0,118	0,119
Ti	0,006	0,008	0,003	0,006	0,000	0,008		0,001	0,000	
Fe^{3+}	1,609	1,532	1,548	1,549	1,432	1,185	1,458	1,529	0,829	0,676
Fe^{2+}	0,648	0,614	0,641	0,627	0,689	0,487	1,949	1,584	2,320	2,410
Mn	0,007	0,024	0,036	0,026	0,044	0,022	0,021	0,020	0,116	0,135
Mg	2,533	2,588	2,594	2,627	2,690	3,131	1,361	1,686	1,542	1,651
Ca	0,112	0,188	0,218	0,231	0,349	0,372	0,135	0,221	0,905	1,110
Na	1,767	1,643	1,650	1,646	1,551	1,654	1,964	1,803	1,077	0,954
K	0,039	0,044	0,051	0,060	0,057	0,092	0,009	0,006	0,015	0,014
Na^B	1,767	1,643	1,65	1,646	1,551	1,628	1,865	1,779	1,077	0,890
Prepočet	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	13eCNK



Obr. 4. Sodné amfiboly z rádiolaritu (vzorka FJAK-46) a bazaltu (OS-07-11) z Jakloviec v klasifikačnom diagrame $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{VI})$ verzus $Mg/(Mg + Fe^{2+})$. Klasifikácia je podľa kritérií Leakea et al., 1997. Na porovnanie sú uvedené reliktné sodné amfiboly z HP/LT metamorfovaných bazaltov postihnutých naloženou metamorfózou v podmienkach fácie zelených bridlíc, ako aj sodné amfiboly z HP/LT metamorfovaných rádiolaritov pochádzajúcich z rôznych jednotiek meliatika a gemerika. *Vysvetlivky:* FR-446 – metabazalt, zlatnícka formácia(?)/príkrov Bôrky(?), Rudňany; VVS-41 – metabazalt, príkrov Bôrky, Kobeliarovo; FD-227 – metabazalt, rakovecká skupina, Dobšiná; FOUB – metabazalty a metagabrá ofiolitov formácie údolia Bodvy; VVS-175R – metarádiolarit, príkrov Bôrky, Honce: s – stred zŕn, o – okraj zŕn sodných amfibolov. Zdroj údajov: Ivan a Méres, 2009; Horváth a Árkai, 2005 a nepublikované údaje.

Fig. 4. Na-amphiboles from radiolarite (sample FJAK-46) and basalt (sample OS-07-11) both from the Jaklovce locality in the classification diagram $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{VI})$ vs. $Mg/(Mg + Fe^{2+})$. Classification criteria by Leake et al. (1997) were used. Selected relic Na-amphiboles from the HP/LT-metamorphosed basalts overprinted by metamorphic phase in the greenschist facies conditions, which occur in the various formations of the Meliatic and Gemeric units and Na-amphiboles from the HP/LT metamorphosed radiolarite of the Bôrka nappe are displayed for comparison. *Explanations:* FR-446 – metabasalt, Zlatník Fm.(?)/ Bôrka nappe(?), Rudňany village; VVS-41 – metabasalt, Bôrka nappe, Kobeliarovo village; FD-227 – metabasalt, Rakovec Gr., Dobšiná town; FOUB – metabasalts and metagabbros of the Bodva valley Fm., VVS-175R – HP/LT metamorphosed radiolarite, Honce village, Bôrka nappe: s – core and o – rim of the Na-amphibole grains. Data sources: Ivan and Méres (2009); Horváth and Árkai (2005) and unpublished data.

stĺpčekov modrastého aktinolitu s početnými drobnými reliktmi sodného amfibolu, poprípade prerasty aktinolitu s kalcitom (obr. 2F; obr. 3B). Najmladšou etapou je tvorba výplne žiliek zloženej zo zelenkastého vláknitého aktinolitu spolu s epidotom.



Obr. 5. Sodno-vápenaté amfiboly zo žilky v bazalte (vzorka OS--07-11) v klasifikačnom diagrame podľa Leakea et al. (1997). Na porovnanie sú uvedené sodno-vápenaté amfiboly z metabazaltu z príkrovu Bôrky (VVS-41, Kobeliarovo) a z metabazaltov a metagabier ofiolitovej formácie údolia Bodvy (FOUB). Zdroj údajov: Horváth a Árkai, 2005 a nepublikované údaje.

Fig. 5. Na-Ca amphiboles from the veinlet in basalt (sample OS-07-11) in the classification diagram by Leake et al. (1997). Na-Ca amphiboles from metabasalt of the Bôrka nappe (VVS-41, Kobeliarovo village) as well as metabasalts and metagabbros from the Bodva valley ophiolite formation (FOUB) are given for comparison. Data sources: Horváth and Árkai (2005) and unpublished data.

Mineralógia

V skúmaných vzorkách silicitov a metabazaltov sa analyzovalo predovšetkým zloženie amfibolov (tab. 1 a 2). Okrem zložiek uvedených v tabuľkách bol stanovený aj NiO (0,00 – 0,03 %), Cl (0,00 – 0,03 %) a F (0,00 %). Analyzovalo sa aj zloženie chloritu, smektitu a epidotu (tab. 3).

Amfiboly reprezentujú najmä sodné a vápenaté amfiboly, našli sa však aj sodno-vápenaté amfiboly. Klasifikácia sodných amfibolov zo skúmaných hornín z Jakloviec podľa kritérií v práci Leake et al. (1997) je znázornená na obr. 4. Na porovnanie sú uvedené aj analogické výskyty reliktných sodných amfibolov z metabazaltov meliatika a gemerika, ako aj z metarádiolaritu od Honiec (hačavská formácia meliatika). Sodný amfibol zo silicitu a väčšina sodných amfibolov z metabazaltov zodpovedá magnezioriebeckitu, len malá časť z nich zasahuje do poľa riebeckitu. Výrazne riebeckitové zloženie majú len jadrá amfibolov z metarádiolaritu z Honiec, pričom ich okraje môžu zodpovedať až feroglaukofánu. V sodných amfiboloch zo silicitu v Jaklovciach je pomerne výrazná variabilita pomeru $Mg/(Mg + Fe^{2+})$, vyššie pomery sú skôr v centrálnych častiach zŕn (tmavšia fáza na obr. 3A). Sodno-vápenaté

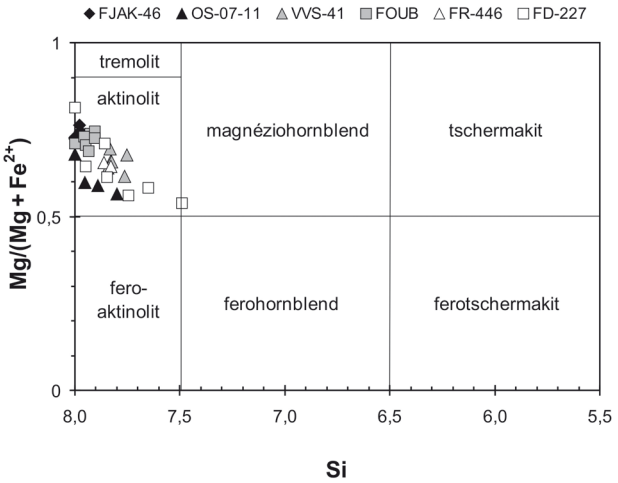
Tab. 2
Analýzy vápenatých amfibolov z rádiolaritu (vzorka FJAK-46) a bazaltu (vzorka OS-07-11) z Jakloviec
Analyses of the calcic amphiboles from the radiolarite (sample FJAK-46) and basalt (sample OS-07-11) from the Jaklovce locality

Vzorka	FJAK-46	FJAK-46	FJAK-46	FJAK-46	FJAK-46	OS-07-11	OS-07-11	OS-07-11	OS-07-11
Analýza	M2_1	M4_1	M4_2	M5_2	M5_3	M4_3	M7_11	M7_12	M7_13
Amfibol	Aktinolit	Aktinolit	Aktinolit	Aktinolit	Aktinolit	Aktinolit	Aktinolit	Aktinolit	Aktinolit
SiO_2	56,40	56,49	56,04	55,99	56,35	53,09	53,66	54,01	55,07
TiO_2	0,04	0,10	0,15	0,13	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	0,80	0,63	0,80	0,74	0,60	2,14	1,04	0,62	0,16
Cr_2O_3		0,02		0,02	0,03				
FeO	11,12	11,11	10,92	10,41	11,32	17,81	17,16	16,46	13,39
MnO	0,30	0,28	0,33	0,28	0,31	0,34	0,38	0,29	0,33
MgO	16,55	16,52	16,46	16,99	16,46	11,85	12,66	13,16	15,21
CaO	12,02	11,85	11,82	12,12	11,66	11,36	11,83	11,99	12,07
Na_2O	0,76	0,65	0,86	0,16	0,93	0,86	0,47	0,33	0,44
K_2O	0,16	0,11	0,11	0,13	0,14	0,11	0,04	0,02	0,00
Suma	98,17	97,82	97,54	96,99	97,91	97,63	97,25	96,88	96,69
Si	8,005	8,028	7,976	7,978	8,016	7,801	7,889	7,953	8,008
Al^{IV}	0,000	0,000	0,024	0,022	0,000	0,199	0,111	0,047	0,000
Al^{VI}	0,133	0,106	0,111	0,102	0,100	0,172	0,070	0,031	0,027
Ti	0,004	0,010	0,016	0,014	0,009				
Fe^{3+}	0,000	0,009	0,099	0,121	0,015	0,184	0,168	0,078	0,070
Fe^{2+}	1,320	1,312	1,200	1,119	1,332	2,006	1,941	1,950	1,558
Mn	0,037	0,034	0,039	0,034	0,037	0,043	0,047	0,036	0,041
Mg	3,502	3,501	3,493	3,609	3,491	2,596	2,775	2,890	3,297
Ca	1,827	1,805	1,803	1,851	1,777	1,788	1,864	1,891	1,881
Na	0,208	0,179	0,238	0,045	0,255	0,245	0,135	0,095	0,125
K	0,028	0,019	0,019	0,024	0,025	0,021	0,007	0,003	0,001
Na^B	0,173	0,179	0,238	0,045	0,223	0,212	0,135	0,095	0,119
Prepočet	13eCNK	13eCNK	15eK	13eCNK	13eCNK	13eCNK	15eK	15eK	13eCNK

amfiboly sa zistili len v metabazalte a zložením zodpovedajú ferowinchitu (obr. 5). Vápenaté amfiboly v skúmaných aj porovnávaných horninách zodpovedajú aktinolitu (obr. 6).

Prevažná väčšina nami skúmaných sodných amfibolov zo silicitov z Jakloviec (ale aj z metasilicitov iných lokalít v meliatiku) vykazuje zreteľný prebytok Si (Si > 8), a to aj v opakovaných meraniach. Tento prebytok nekoreluje s ostatnými zložkami amfibolov, a teda ani neovplyvňuje uplatňujúce sa substitúcie a nemá ani podstatný vplyv na pozíciu priemetných bodov vo väčšine použitých diagramov. Zhodné prebytky možno zaznamenať v analogických prípadoch aj v literatúre (napr. Hefferan et al., 2002). V menšej miere a menej výrazne sa uplatňujú aj v prípade amfibolov z metabazitov.

Diagram Al^{IV} verzus Na^B (obr. 7) vyjadruje možný vplyv teploty (Al^{IV}) a tlaku (Na^B) na zloženie amfibolov a využíva sa ako empirický geobarometer (Brown, 1977) pre sodno-vápenaté a vápenaté amfiboly. Prevažná časť amfibolov zo skúmaných hornín má prakticky nulový obsah Al^{IV}. Trendy v zložení analogických amfibolov z retrogresívne zmenených metabazitov z príkrovu Bôrky a z ofiolitov údolia Bodvy sú mierne odlišné (vyšší obsah Al^{IV}), čiastočná zhoda je len v prípade aktinolitov. V diagrame 100Al/(Si + Al) verzus 100Na/(Na + Ca) (Laird a Albee, 1981) možno názorne vidieť rozdiely v zložení medzi sodnými amfibolmi z rádiolaritov z Jakloviec a z rádiolaritov od Honiec, ktoré sú súčasťou hačavskej



Obr. 6. Vápenaté amfiboly z rádiolaritu (vzorka FJAK-46) a bazaltu (OS-07-11) z Jakloviec v klasifikačnom diagrame Si verzus Mg/(Mg + Fe) (Leake et al., 1997). Na porovnanie sú uvedené aj vápenaté amfiboly z HP/LT metamorfovaných bazaltov postihnutých retrogresiou do fácie zelených bridlíc z rôznych jednotiek meliatika a gemerika. Vysvetlivky: ako pri obr. 4.

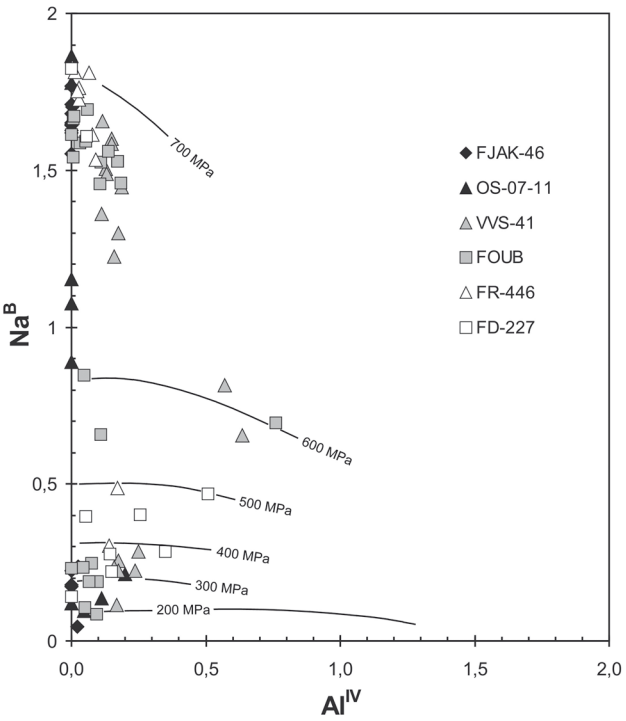
Fig. 6. Ca-amphiboles from radiolarite (sample FJAK-46) and basalt (sample OS-07-11), both from the Jaklovce locality in the classification diagram Si vs. Mg/(Mg + Fe) (Leake et al., 1997). Ca-amphiboles from the HP/LT-metamorphosed basalts overprinted by the greenschist facies metamorphic phase, occurring in various formations of the Meliatic and Gemeric units are displayed for comparison. Explanations: see Fig. 4.

Tab. 3
Analýzy epidotu, chloritu a smektitu zo žiliek v bazalte (vzorka OS-07-11) z Jakloviec
Analyses of epidote, chlorite and smectite from the veinlets in basalt (sample OS-07-11) from the Jaklovce village

Vzorka	OS-07-11	OS-07-11	OS-07-11	OS-07-11	OS-07-11
Analýza	M7_16	M4_4	M7_14	M7_15	M4_5
Minerál	Epidot	Chlorit	Chlorit	Chlorit	Smektit
SiO_2	37,11	28,05	27,51	27,21	30,93
TiO_2	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
Al_2O_3	20,24	17,20	17,73	18,66	14,39
Cr_2O_3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO_t	15,25	24,49	24,51	25,51	21,61
MnO	0,05	0,37	0,37	0,39	0,28
MgO	0,02	16,11	16,24	15,29	17,78
CaO	22,20	0,05	0,05	0,04	0,33
NiO	0,00	0,03	0,06	0,00	0,01
Na_2O	0,04	0,11	0,21	0,07	0,06
K_2O	0,00	0,01	0,01	0,04	0,04
Suma	94,95	86,43	86,72	87,25	85,45
Si	6,062	5,971	5,847	5,770	
Al	3,896	4,316	4,441	4,664	
Ti	0,002	0,000	0,002	0,000	
Cr	0,002	0,000	0,001	0,000	
Fe*	2,083	4,360	4,357	4,524	
Mn	0,007	0,067	0,067	0,071	
Mg	0,004	5,113	5,146	4,834	
Ca	3,885	0,011	0,010	0,010	
Ni	0,000	0,005	0,011	0,000	
Na	0,014	0,047	0,088	0,029	
K	0,001	0,003	0,003	0,011	
Prepočet	25 O	28 O	29 O	30 O	

Vysvetlivky: Fe* – v prípade epidotu je všetko železo počítané ako Fe^{3+}.

Explanations: Fe* – in the case of epidote all iron as Fe^{3+}.

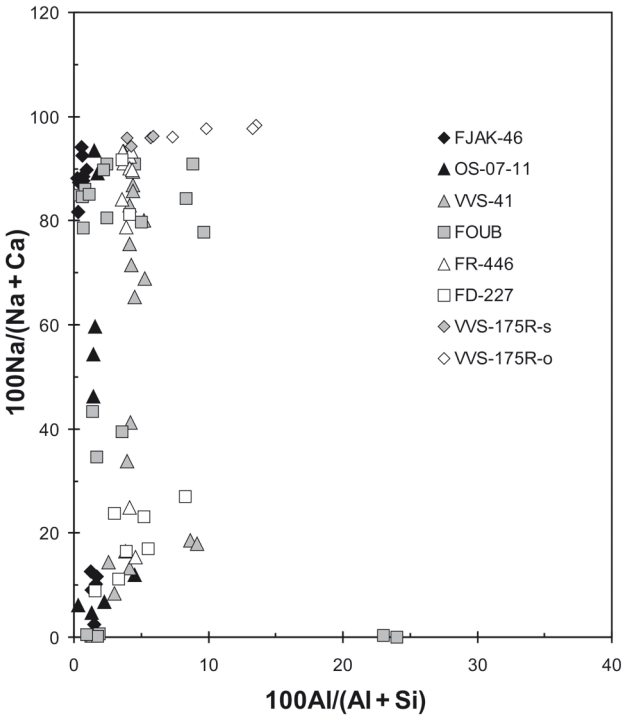


Obr. 7. Diagram Al^{IV} verzus Na^{B} (Brown, 1977) pre amfiboly z rádiolaritu (vzorka FJAK-46) a bazaltu (OS-07-11) z Jakloviec. Na porovnanie sú uvedené aj amfiboly z HP/LT metamorfovaných bazaltov postihnutých retrogresiou do fácie zelených bridlíc z rôznych jednotiek meliatika a gemerika. Vysvetlivky: ako pri obr. 4.

Fig. 7. Diagram Al^{IV} vs. Na^{B} (Brown, 1977) for amphiboles from radiolarite (sample FJAK-46) and basalt (sample OS-07-11), both from the Jaklovce locality. Amphiboles from the HP/LT--metamorphosed basalts overprinted by the greenschist facies metamorphic phase, occurring in the various formations of the Meliatic and Gemeric units, are displayed for comparison. Explanations: see Fig. 4.

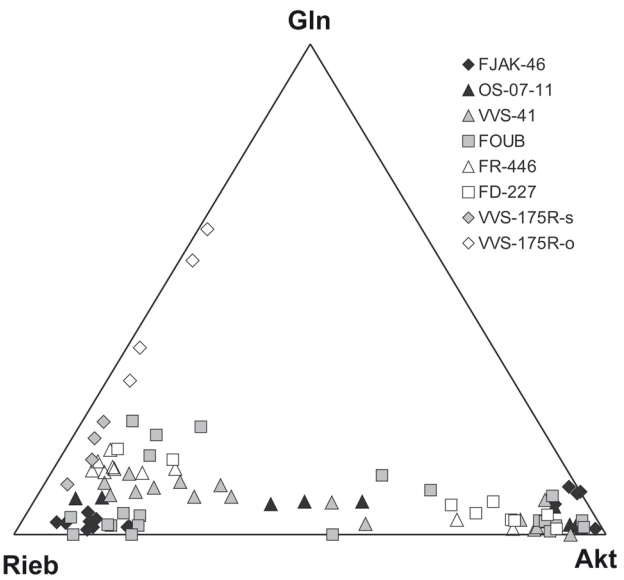
formácie príkrovu Bôrky (obr. 8). Analogické rozdiely vykazuje aj zloženie amfibolov v metabazitoch, pričom sodné amfiboly z Jakloviec majú v oboch prípadoch nízky pomer Al a Si. Pri všetkých porovnávaniach lokality zostáva hodnota pomeru Al/(Si + Al) so zmenou pomeru Na/(Na + Ca) stabilná. Ich koreláciu môžeme pozorovať až pri vápenatých amfiboloch, kde tvoria trend zodpovedajúci amfibolom vznikajúcim retrogresiou za vysokotlakových podmienok. Variabilita zastúpenia relevantných koncových členov v rámci substitúcie v amfiboloch zo skúmaných hornín z Jakloviec a z podobných výskytov v meliatiku a gemeriku je zachytená na obr. 9. Zloženie amfibolov zo skúmaných metabazaltov z Jakloviec je blízke zloženiu amfibolov z bazaltov príkrovu Bôrky postihnutých retrogresiou, pôvodne vysokotlakovo-nízkoteplotne (HP/LT) metamorfovaných. Magnezioriebeckit z rádiolaritov má nižší podiel glaukofánového člena. Podobné zloženie má časť amfibolov pochádzajúcich z HP/LT metamorfovaných gabroidných hornín formácie ofiolitov údolia Bodvy (FOUB) postihnutých retrogresiou. Sodný amfibol z HP/LT metamorfovaného rádiolaritu hačavskej formácie príkrovu Bôrky, ktorý nenesie znaky retrogresie, má vo všeobecnosti vyšší podiel glaukofánovej zložky. Jej zastúpenie výrazne rastie v okrajových častiach zŕn. Porovnanie zloženia amfibolov skúmaných hornín so zložením amfibolov z niektorých podobných výskytov vo svete je na obr. 10. Vo všeobecnosti majú riebeckitické amfiboly z metabazitov a metadioritov o niečo vyšší podiel glaukofánovej zložky ako ich všetky analógy z meliatika aj gemerika. V prípade acidnejších typov protolitu, ako sú silicity, aplity alebo granity, tento podiel výrazne klesá. Rovnaké aktinolity s malým podielom glaukofánovej zložky ako v skúmaných horninách sa nachádzajú aj v metabazitoch z oblasti Sanbagawa v Japonsku (Banno, 2001; Aoki et al., 2008).

Analyzované chlority (tab. 3) zložením zodpovedajú klinochlóru [v staršej klasifikácii Heya (1954) ripidolitu], v klasifikácii Zaneho a Weissa (1998) typu I, a horečnatému chloritu. Ide o chlority typické pre bázické horniny metamorfované vo fácii zelených alebo modrých bridlíc (Zane et al., 1998). V porovnaní s chloritmi hydrotermálne alterovaných bazaltov typu N-MORB sú rovnako ako smektit mierne železnatejšie (napr. Gillis a Thompson, 1993).



Obr. 8. Amfiboly z rádiolaritu (vzorka FJAK-46) a bazaltu (OS--07-11) z Jakloviec v diagrame Al/(Al + Si) verzus Na/(Na + Ca) (Laird a Albee, 1981). Na porovnanie sú uvedené aj amfiboly z HP/LT metamorfovaných bazaltov postihnutých retrogresiou do fácie zelených bridlíc z rôznych jednotiek meliatika a gemerika. Vysvetlivky: ako pri obr. 4.

Fig. 8. Amphiboles from radiolarite (sample FJAK-46) and basalt (sample OS-07-11), both from the Jaklovce locality, in the diagram Al/(Al + Si) vs. Na/(Na + Ca) (Laird and Albee, 1981). Amphiboles from the HP/LT-metamorphosed basalts overprinted by the greenschist facies metamorphic phase, occurring in the various formations of the Meliatic and Gemeric units, are added for comparison. Explanations: see Fig. 4.



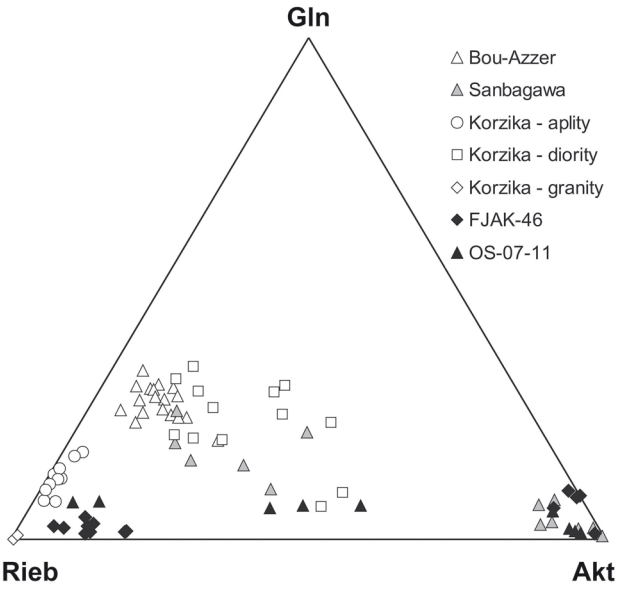
Obr. 9. Zastúpenie koncových členov v amfiboloch z Jakloviec (rádiolarit – vzorka FJAK-46; bazalt – OS-07-11) v diagrame glaukofán – riebeckit – aktinolit. Na porovnanie je uvedené aj zloženie amfibolov z HP/LT metamorfovaných bazaltov postihnutých retrogresiou do fácie zelených bridlíc z rôznych jednotiek meliatika a gemerika. Vysvetlivky: ako pri obr. 4.

Fig. 9. Diagram glaucophane – riebeckite – actinolite illustrating end-member participation on the composition of amphiboles from the Jaklovce locality (radiolarite – sample FJAK-46; basalt – OS--07-11). Amphibole compositions from the HP/LT-metamorphosed basalts overprinted by the greenschist facies metamorphic phase, occurring in the various formations of the Meliatic and Gemeric units, are added for comparison. Explanations: see Fig. 4. End--members were calculated by method used in Aoki et al. (2008).

Diskusia

Sodný amfibol v horninách z okolia Jakloviec nie je rozšírený plošne, ale vyskytuje sa lokálne a pomerne zriedkavo v žilných útvaroch vystupujúcich tak v silicitoch, ako aj v bazaltoch. Žilky sa viažu na samostatnú etapu deformácie, ktorá je v silicitoch mladšia ako diagenetické(?) procesy čiastočného rozpúšťania, mobilizácie a rekryštalizácie kremeňa. Zdá sa, že v metabazaltoch je mladšia ako etapa tvorby žiliek vyplnených smektitom. Kým v silicitoch sa žilky magnezioriebeckitu zachovali prakticky aj bez prejavov retrogresie, v metabazaltoch sa dosiaľ zistili len žilky s prejavmi výraznej retrogresie (obr. 2A – B). Tu boli pôvodné magnezioriebeckitové/riebeckitové žilky (± albit) nahradené agregátom aktinolitu, ku ktorému sa lokálne pripája aj kalcit, epidot a chlorit. Spolu predstavujú mladšiu naloženú asociáciu a z pôvodného riebeckitu zostali len drobné relikty.

Prítomnosť magnezioriebeckitu/riebeckitu je v prevažnej miere indikačným znakom niektorého z dvoch principiálne odlišných geologických prostredí. Prvé z nich je magmatické – spolu s arfvedsonitom je riebeckit typický horninotvorný minerál v diferencovaných horninách alkalického radu (napr. Wooley, 2001). Druhé prostredie je metamorfné, kde prítomnosť magnezioriebeckitu/riebeckitu indikuje iniciálne štádiá HP/LT metamorfózy (Liou a Maruyama, 1987; Maruyama a Liou, 1988; Banno, 1988). Výskyt pri Jaklovciach možno pokladať za tento prípad. HP/LT typ metamorfózy reprezentovaný fáciou modrých bridlíc sa jednoznačne viaže na zóny subdukcie, kde je do plášťa zaťahovaný predovšetkým materiál oceánskej kôry. Červené rádiolarity, rádiolaritové bridlice a sericiticko-kremité bridlice vystupujúce spolu s metabazaltmi v oblasti Jakloviec k nemu jednoznačne patria. Dokazuje to hlbokooceánske prostredie vzniku uvedených sedimentov a geochemický typ metabazaltov na rozhraní medzi BABB (bazalty zaoblúkových bazénov) a N-MORB (normálne bazalty stredooceánskych riftov), typických pre oceánsku kôru (Mock et al., 1998; Ivan, 2002, 2006). Magnezioriebeckit z metasilicitov tvoriacich súčasť HP/LT metamorfovaných oceánskych hornín je známy napr. zo sutúry Sistán vo východnom Iráne (Fotoohi Rad et al., 2005), riebeckit z metamorfovaných rádiolaritov z južnej časti alpínskej Korziky (Garfagnoli et al., 2009) alebo aj z hačavskej formácie príkrovu Bôrky od Honiec. Magnezioriebeckit v metabazitoch, ktoré



Obr. 10. Variabilita v zastúpení koncových členov (glaukofán, riebeckit, aktinolit) v zložení amfibolov z rádiolaritu (FJAK-46) a bazaltu (OS-07-11) z Jakloviec v porovnaní s amfibolmi hornín s rôznym zložením postihnutých subdukčnou metamorfózou z vybraných svetových lokalít (metabazity – Bou Azzer, Sanbagawa; granity, aplity, diority – Korzika). Zdroj údajov: Hefferan et al., 2002; Malasoma et al., 2006; Aoki et al., 2008; Garfagnoli et al., 2009.

Fig. 10. The amphibole end-member (glaucophane, riebeckite and actinolite) variability for amphiboles from the radiolarite (FJAK--46) and basalt (OS-07-11) of the Jaklovce locality in comparison with amphiboles from rocks of various composition from selected localities of the world, related to the subduction metamorphism (metabasites – Bou Azzer, Sanbagawa; granites, aplites and diorites – Corsica). Data sources: Hefferan et al. (2002); Malasoma et al. (2006); Aoki et al. (2008) and Garfagnoli et al. (2009). End--members were calculated by method used in Aoki et al. (2008).

podľahli progresívnej metamorfnej premene od prehnitovo--pumpellyitovej fácie po fáciu modrých bridlíc, je známy z pruhu Chichibu (Japonsko; Suzuki a Ishizuka, 1998), z pruhu Shimanto (zóna Sanbagawa, Japonsko; Banno, 1998; Aoki et al., 2008) alebo aj z franciskánskej melanže (Liou a Maruyama, 1987; Maruyama a Liou, 1988). Banno (2000) zo zóny Sanbagawa uvádza magnezioriebeckit aj ako produkt vysokotlakovej metamorfózy za klesajúcej teploty nasledujúci po barroisite a winchite. Pretože riebekitický amfibol je pri nižšom tlaku stabilnejší ako glaukofán (napr. Evans, 1990), častejšie býva zachovaný v podobe reliktov pri poklese tlaku. Relikty magnezioriebeckitu v pôvodne HP/LT metamorfovaných bazaltoch postihnutých retrogresiou sú známe zo severu gemerika (rakovecká skupina, zlatnícka formácia), ako aj z jednotiek príkrovu Bôrky (Ivan, 2004, 2007a, 2007b). Ich zloženie sa prekrýva so zložením magnezioriebeckitu z metabazaltov z Jakloviec. Platí to aj pre sodno-vápenaté a vápenaté amfiboly, ktoré vznikli pri retrogresii (obr. 7 až obr. 9). Amfiboly s úplne identickým zložením ako v Jaklovciach sú známe napr. z retrogresívne metamorfovaných modrých bridlíc zo severného Tibetu (Kapp et al., 2000). Magnezioriebeckit z jaklovských silicitov má nižší obsah Al, a teda aj nižší podiel glaukofánovej zložky, kým aktinolit z týchto hornín má obsah tejto zložky relatívne vyšší.

Väčšina skúmaných sodných amfibolov zo silicitov vykazuje prebytok Si v porovnaní s teoretickou hodnotou 8. V menšej miere a menšom rozsahu podobnú anomáliu vykazujú aj riebekitické amfiboly z metabazitov. Tento prebytok, najmä v prípade amfibolov z metabazitov, možno sčasti nepochybne pripísať analytickej chybe v situácii, keď reálny obsah Si je blízky teoretickej hodnote (napr. Horváth a Árkai, 2005; Topuz et al., 2008). Vyššie prebytky v magnezioriebeckitoch z hornín bohatých na kremeň (napr. táto práca; Hefferan et al., 2002) môžu mať aj odlišnú príčinu. Hoci Hawthorne a Oberti (2006; 2007) v súvislosti so sodnými amfibolmi ako čisto teoretickú možnosť uviedli aj algebraicky odvodený koncový člen $\square Na_2Mg_5(Si_{10}Al_{-2})O_{22}(OH)_2$, substitúcia prebytku Si za inú relevantnú zložku nie je pravdepodobná, okrem iného aj pre chýbajúcu koreláciu s obsahom iných zložiek. V tomto prípade by sa skôr dalo uvažovať o možnej prítomnosti drobných inklúzií kremeňa.

Odvodiť kvantitatívne p-T podmienky vzniku riebeckitu v silicitoch a metabazaltoch z Jakloviec nie je možné pre nerovnovážny charakter prítomných minerálnych asociácií, ako aj pre nedostatok vhodných koexistujúcich minerálnych párov. Zloženie samotného riebeckitického amfibolu nie je len funkciou p-T podmienok, ale aj zloženia horniny (Bousquet et al., 2008). Rast teploty sa prejaví nárastom hodnoty Al^{IV}, nárast tlaku zvýšeným obsahom Na^B, Al^{VI} aj celkového Al (Liou a Maruyama, 1987; Banno, 2000). Zdá sa, že v acidných horninách s voľným kremeňom sa zloženie sodného amfibolu posúva smerom k čistému riebeckitu (obr. 8; cf. Malasoma et al., 2006; Garfagnoli et al., 2009). Metarádiolarit z Honiec (obr. 9) predstavuje osobitý prípad, pretože tu kremeň úplne nahradili novotvorené metamorfné minerály. Podľa Otsukiho a Banna (1990) pri subdukčnej metamorfóze je magnezioriebeckit pri vyšších p-T podmienkach stabilnejší ako winchit a ten je pri vyšších podmienkach stabilnejší ako aktinolit. Pre vznik ferowinchitu v metabazaltoch z Jakloviec vychádza z empirického geobarometra Al^{IV} verzus Na^B (Brown, 1977; obr. 7) hodnota tlaku okolo 600 MPa. To by sa mohlo chápať aj ako rozumná spodná hranica tlaku pre vznik magnezioriebeckitu. Z porovnania hodnôt 100Al/(Al + Si) (resp. Al^{VI}) v riebekitických amfiboloch (obr. 8) vyplýva, že magnezioriebeckit z Jakloviec vznikol pri tlaku, ktorý je o niečo nižší ako tlak zaznamenaný v magnezioriebeckite tvoriacom relikty v retrogresívne metamorfovaných metabazitoch príkrovu Bôrky a gemerika alebo počiatočné štádiá tvorby sodného amfibolu v progresívne metamorfovaných rádiolaritoch z Honiec. Teplota metamorfózy pravdepodobne podstatne neprevýšila spodnú hranicu fácie modrých bridlíc.

Na základe všetkých uvedených údajov možno teda konštatovať, že žilky magnezioriebeckitu/riebeckitu v silicitoch a metabazaltoch v Jaklovciach sú produktom krátko trvajúcej metamorfnej etapy prebiehajúcej za zvýšeného tlaku, ktorú možno stotožniť s iniciálnou etapou metamorfózy v subdukčnej zóne. Vystriedala

ju dekompresia (p ≈ 300 MPa; obr. 7) a naložená slabá metamorfóza v podmienkach fácie zelených bridlíc. Geologicky možno tento metamorfný vývoj interpretovať ako zatiahnutie zoškrabaného materiálu z najvrchnejších partií oceánskej kôry do spodných častí akrečnej prizmy (cf. Kimura a Ludden, 1995) a jeho následnú exhumáciu, po ktorej nasledovalo mierne prehriatie, zrejme ako výsledok ďalšej tektonickej evolúcie. Všetky tieto udalosti súviseli so subdukciou Meliatskeho oceánu vo vrchnej jure (cf. Kozur a Mock, 1995; Dallmeyer et al., 2008). Jej existencia je presvedčivo doložená p-T parametrami HP/LT metamorfózy v hačavskej formácii príkrovu Bôrky (Faryad, 1995, 1997).

Závery

Skúmanie foriem výskytu a zloženia modrého sodného amfibolu zo silicitov a bazaltov reprezentujúcich bloky ofiolitov v melanži jaklovskej formácie meliatika v oblasti Jakloviec nás priviedlo k nasledujúcim záverom:

- Modrý sodný amfibol tvoriaci samostatné žilky alebo relikty v žilkách tvorených aktinolitom, ± kalcitom, ± albitom, ± epidotom zložením zodpovedá magnezioriebeckitu, zriedkavejšie riebeckitu.
- Žilky magnezioriebeckitu/riebeckitu vznikli počas krátkej samostatnej metamorfnej fázy, mladšej ako premeny v silicitoch a bazaltoch na oceánskom dne. Táto fáza predstavuje iniciálne štádium vysokotlakovo-nízkoteplotnej subdukčnej metamorfózy fácie modrých bridlíc a krátkodobý nárast tlaku mohol dosiahnuť hodnotu okolo 600 MPa.
- Po vyššietlakovej fáze nastala dekompresia a krátka naložená metamorfná fáza v podmienkach fácie zelených bridlíc (p ≈ 300 MPa).
- Pozorovaný metamorfný vývoj je pravdepodobne odrazom zatiahnutia oceánskych silicitov a bazaltov následkom subdukcie do spodných častí akrečnej prizmy, ich rýchlej exhumácie a následných tektonických procesov. Tieto udalosti súviseli so subdukciou Meliatskeho oceánu vo vrchnej jure.

Poďakovanie. Výsledky uvedené v tejto práci sú súčasťou výskumu oceánskych sedimentov a s nimi súvisiacich vulkanitov, podporovaného projektmi APVV-0571-06 a VEGA 1/4035/07. Autori ďakujú Mgr. Viere Kollárovej, PhD., zo Štátneho geologického ústavu D. Štúra za ústretovosť a veľkú pomoc pri riešení analytických problémov súvisiacich so zložením riebeckitu. Rovnako sú zaviazaní vďakou doc. RNDr. Pavlovi Uherovi, CSc., z Katedry ložiskovej geológie PriF UK, ako aj druhému, anonymnému recenzentovi za opravy a konštruktívne pripomienky, ktoré významne prispeli k zlepšeniu tejto práce.

Literatúra

Aoki, K., Itaya, T., Shibuya, T., Masago, H., Kon, Y., Terabayashi, M., Kaneko, Y., Kawai, T. & Maruyama, S., 2008: The youngest blueschist belt in SW Japan: Implication for the exhumation of the Cretaceous Sanbagawa high-*P*/*T* metamorphic belt. *J. metamorph. Geol., 26, 5, 583 – 602.*

Árkai, R., Faryad, S. W., Vidal, O. & Balogh, K., 2003: Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliata Unit, Western Carpathians, Slovakia: Implications of phyllosilicate characteristics. *Int. J. Earth Sci., 92, 68 – 85.*

Banno, S., 1998: Pumpellyite-actinolite facies of the Sanbagawa metamorphism. *J. metamorph. Geol., 16, 117 – 128.*

Banno, Y., 2000: Intermediate high-pressure exhumation of the northern segment of the Sanbagawa belt, Saruta-gawa area, central Shikoku, Japan. *Lithos, 50, 289 – 303.*

Banno, Y., 2001: Chemical compositions of amphiboles in hematite-bearing schists from the Saruta-gawa area in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Bull. Geol. Surv. Jap., 52, 9, 425 – 443.*

Bousquet, R., El Mamoun, R., Saddiqi, O., Goffé, B., Möller, A. & Madi, A., 2008: Mélanges and ophiolites: Was the Bou-Azzer's ophiolite suite (Morocco) a Franciscan-type wedge during the Pan-African orogeny? *In: Ennih, N. & Liégois, J.-P. (eds.): The boundaries of the West African Craton. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 297, 233 – 247.*

Brown, E. H., 1977: The crosssite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrology, 18, 53 – 72.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Fritz, H., 2008: The Meliata suture in the Carpathians: Regional significance and implications for the evolution of high-pressure wedges within collisional orogens. *In: Siegesmund, S., Fügenschuh, B., Froitzheim, N. (eds.): Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system. London, Geol. Soc., Spec. Publ., 298, 101 – 115.*

Enders, M., Speer, D., Maresch, W. V. & McCammon, C. A., 2000: Ferric/ferrous iron ratios in sodic amphiboles: Mössbauer analysis, stoichiometry-based model calculation and the high-resolution microanalytical flank method. *Contr. Mineral. Petrology, 140, 135 – 147.*

Evans, B. W., 1990: Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos, 25, 3 – 23.*

Faryad, S. W., 1995: Phase petrology and p,T conditions of mafic blueschists from the Meliata Unit, West Carpathians, Slovakia. *J. metamorph. Geol., 13, 701 – 714.*

Faryad, S. W., 1997: Lithology and metamorphism of the Meliata unit high-pressure rocks. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov. – Monogr., 131 – 144.*

Faryad, S. W. & Dianiška, I., 1999: Metagabbro with relic richterite from the Permian evaporite mélange near Bohúňovo (Western Carpathians). Abstract. 77 DMG Conf., MinWin 1999, Vienna. *Beiheft Europ. J. Mineral., 11, 68.*

Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R., Amini, S. & Moazzen, M., 2005: Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: A comparison of P-T histories from subduction mélange. *Lithos, 84, 1 – 24.*

Gaal, Ľ., 1984: Správa z výskumu mezozoika v okolí Jakloviec. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 22.*

Garfagnoli, F., Menna, F., Pandeli, E. & Principi, G., 2009: Alpine metamorphic and tectonic evolution of the Inzecca-Ghisoni area (southern Alpine Corsica, France). *Geol. J., doi: 10.1002/gj.1141, in press.*

Gillis, K. M. & Thompson, G., 1993: Metabasalts from the Mid-Atlantic Ridge: New insight into hydrothermal systems in slow-spreading crust. *Contr. Mineral. Petrology, 113, 502 – 523.*

Gualda, G. A. R. & Vlach, S. R. F., 2005: Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodic amphiboles: A comparison of various methods. *Anais. Acad. Brasil. Cienc., 77, 3, 521 – 534.*

Hawthorne, F. C. & Oberti, R., 2006: On the classification of amphiboles. *Canad. Mineralogist, 44, 1 – 21.*

Hawthorne, F. C. & Oberti, R., 2007: Classification of the amphiboles. *In: Hawthorne, F. C., Oberti, R., Ventura, G. D. & Mottana, A. (eds.): Amphiboles: crystal chemistry, occurrence and health issues. Revs. Mineral. Geochemistry, 67, Mineral. Soc. Amer., 55 – 88.*

Hefferan, K. P., Admou, H., Hilal, R., Karson, J. A., Saquaque, A., Juteau, T., Bohn, M. M., Samson, S. D. & Kornprobst, J. M., 2002: Proterozoic blueschist-bearing mélange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambr. Res., 118, 3 – 4, 179 – 194.*

Hey, M. H., 1954: A new review of the chlorites. *Min. Mag., 30, 277 – 292.*

Horváth, P., 2000: Metamorphic evolution of gabbroic rocks of the Bódva Valley Ophiolite Complex, NE Hungary. *Geol. Carpath., 51,121 – 129.*

Horváth, P. & Árkai, P., 2005: Amphibole-bearing assemblages as indicators of microdomain-scale equilibrium conditions in metabasites: An example from Alpine ophiolites of the Meliata Unit, NE Hungary. *Mineral. Petrology, 84, 233 – 258.*

Hovorka, D., 1977: Keratofýry triasu pri Jaklovciach. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 32, 57 – 77.*

Ištvan, J., 1984: Geologické pomery v oblasti Margecian, Jakloviec a Krompách. Diplomová práca. *Bratislava, archív Katedry geológie a paleontológie PriF UK, 1 – 51.*

Ivan, P., 2002: Relics of the Meliata Ocean crust: Geodynamic implications of mineralogical, petrological and geochemical proxies. *Geol. Carpath., 53, 245 – 256.*

Ivan, P., 2004: Indície metamorfných podmienok fácie modrých bridlíc v polyštádiovo metamorfovaných paleozoických komplexoch rakoveckej a zlatníckej skupiny gemerika. *Miner. Slov., 36, 2, Geovest., 11.*

Ivan, P., 2006: Suprasubdukčný vznik Meliatskeho oceánu: dôkazy z geochemického štúdia slabo metamorfovaných bazaltov meliatskej jednotky. *In: Ďurža, O. & Rapant, S. (eds.): Geochémia 2006. Konf., Symp., Sem. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 121 – 123.*

Ivan, P., 2007a: Litostratigrafické jednotky príkrovu Bôrky: ich stručná charakteristika a možný pôvod. *In: Jurkovič, Ľ. (ed.): Geochémia v súčasných geologických vedách. Cambelove dni 2007. Bratislava, Univerzita Komenského, 42 – 48.*

Ivan, P., 2007b: Nález retrogresne zmenených glaukofanitov meliatika(?) v okolí Dobšinej: petrograficko-geochemická charakteristika a geodynamické prostredie vzniku. *In: Ďurža, O. & Rapant, S. (eds.): Geochémia 2007. Konf., Symp., Sem. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 49 – 51.*

Ivan, P. & Méres, Š., 2009: Enkláva metamorfitu fácie modrých bridlíc v dobšinskom serpentinitovom lome – dôkaz spojitosti ultrabázického telesa s hačavskou formáciou príkrovu Bôrky. *Miner. Slov., 41, 4,407 – 418.*

Kamenický, J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanitické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš., 45, 5 – 108.*

Kapp, P., Yin, A., Manning, C. E., Murphy, M., Harrison, T. M., Spurlin, M., Lin, D., Deng, X.-G. & Wu, C.-M., 2000: Blueschist--bearing metamorphic core complexes in the Qiangtang block reveal deep crustal structure of northern Tibet. *Geology, 28, 19 – 22.*

Kimura, G. & Ludden, J., 1995: Peeling oceanic crust in subduction zones. *Geology, 23, 3, 217 – 220.*

Kozur, H. & Mock, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Miner. Slov. (Bratislava), 27, 301 – 307.*

Laird, J. & Albee, A. L., 1981: Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: Their implication to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. J. Sci., 281, 127 – 175.*

Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., 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 of the Subcommitee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commision on new minerals and mineral names. *Min. Mag., 61, 295 – 321.*

Liou, J. G. & Maruyama, S., 1987: Parageneses and compositions of amphiboles from Franciscan jadeite-glaucophane type facies series metabasites at Cazadero, California.

Malasoma, A., Marroni, M., Musumeci, G. & Pandolfi, L., 2006: High-pressure mineral assemblage in granitic rocks from continental units, Alpine Corsica, France. *Geol. J., 41, 1, 49 – 59.*

Maruyama, S. & Liou, J. G., 1985: The stability of Na-Ca pyroxene in low-grade metabasites of high-pressure intermediate facies series. *Amer. Mineralogist, 70, 16 – 29.*

Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, Ľ., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. & Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 1 – 255.*

Mello, J., Filo, I., Havrila, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Liščák, P., Kubeš, P., Scherer, S., Siráňová, Z., Szalaiová, V. & Žáková, E., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 1 – 303.*

Mello, J., Reichwalder, P. & Vozárová, A., 1998: Bôrka nappe: High-pressure relic from the subduction-accretion prism of the Meliata ocean (Inner Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geol. Mag., 4, 261 – 273.*

Mock, R., Sýkora, M., Aubrecht, R., Ožvoldová, L., Kronome, B., Reichwalder, P. & Jablonský, J., 1998: Petrology and petrography of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce villages, Slovakia. *Slovak Geol. Mag., 4, 223 – 260.*

Otsuki, M. & Banno, S., 1990: Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *J. metamorph. Geol., 8, 425 – 439.*

Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Satir, M. & Schwarz, W. H., 2008: Late Cretaceous blueschist facies metamorphism in southern Thrace (Turkey) and its geodynamic implications. *J. metamorph. Geol., 26, 895 – 913.*

Wooley, A. R., 2001: Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 3: Africa. 2. *Vyd. Bath, Geol. Soc. publish. House, 1 – 372.*

Zane, A., Sassi, R. & Guidotti, C. V., 1998: New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks. *Canad. Mineralogist, 36, 713 – 726.*

Zane, A. & Weiss, Z., 1998: A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rend. Fis. Acc. Lincei, 9, 1, 51 – 56.*

Zlocha, J., 1995: Ložiská azbestu. *In: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. Bratislava, Miner. Slov., Monogr., 675 – 686.*

Rukopis doručený 30. 11. 2009
Revidovaná verzia doručená 9. 2. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Magnesioriebeckite in red cherts and basalts (Jaklovce Fm. of the Meliatic Unit, Western Carpathians): An indicator of initial stage of the high-pressure subduction metamorphism

The Mesozoic formations of the Meliatic Unit are represented by mélanges with olistoliths of magmatic and sedimentary rocks formed originally at the bottom and marginal parts of the former Meliata Ocean. Only formations belonging to the Bôrka nappe were metamorphosed in the high-pressure/low-temperature (HP/LT) conditions. For the other formations anchimetamorphic to greenschist facies metamorphic conditions have been proposed (Mello et al., 1997; Mello et al., 1998; Mello et al., 2000; Ivan, 2002; Árkai et al., 2003; Dalmayer et al., 2008). However, during the last years the indices of HP/LT metamorphic stage in the Bodva valley ophiolite Fm. have been found (Faryad and Dianiška, 1999; Horváth, 2000; Horváth and Árkay, 2005). The finding of such indices in the Jaklovce Fm. we are describing in this paper.

In the Jaklovce Fm. the Triassic carbonates, clastic sediments and ophiolites form olistholiths in the Jurassic sedimentary matrix. In the area of the Jaklovce village the olistolith composed of effusive basalts together with Upper Anisian to Lower Ladinian sericite-quartzite schists, cherts and radiolarites crop out (Fig. 1; Kamenický, 1957; Ištvan, 1984; Gaal, 1984; Kozur and Mock, 1995; Mock et al., 1998). Basalts display geochemical signature transitional between BABB and N-MORB types and together with sediments represent the uppermost part of the typical oceanic crust profile (Mock et al., 1998; Ivan, 2002, 2006).

Thin veinlets (up to 5 mm) or oriented veinlet networks of the blue sodic amphibole or bluish-green products of its transformation have been locally found in cherts, radiolarites and basalts as well (Fig. 2A – B). Veinlets are fully filled by the aggregate of radial or fan-like oriented acicular Na-amphibole crystals intensively pleochroic (Figs. 2C – E and 3A). In the studied sample of radiolarite they are non-conformable oriented to the plains of hematite pigment concentrations formed by diagenetic(?) silica mobilization, in basalts, which are relatively very fresh with well-preserved magmatic mineral associations and textures, they intersect veins of smectite partly replaced by chlorite. The sodic amphibole veinlets are mostly replaced by aggregate of randomly oriented columnar bluish actinolite. Also some calcite, albite and epidote are locally presented. Tiny relics of sodic amphibole only are preserved inside actinolite or albite (Figs. 2F and 3B).

Chemical compositions of blue amphiboles, actinolite, chlorite and smectite have been studied by electron microprobe CAMECA SX 100 at the D. Štúr State Geological Institute in Bratislava. The microprobe operated at 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current, counting time 20 s and beam diameter 2 – 10 μm; standards: Si, Ca – wollastonite, Ti – TiO_2, Al – Al_2O_3, Cr – elementary chromium, Fe – fayalite, Mn – rhodonite, Mg – forsterite, Na – albite, K – orthoclase. Sodic and sodic-calcic amphibole stoichiometric formulas were calculated by the 13eCNK method according to references from Enders et al. (2000) and Gualdo and Vlach (2005). The calcic amphibole stoichiometric formulas were calculated using the method by Schumacher (in Leake et al., 1997) according to references from Gualdo and Vlach (2005). Results are listed in the Tables 1 to 3. Most of our analyses of sodic amphiboles display excess of silica, which is generally interpreted as an analytical problem. Nevertheless such excess is observable not only in control analyses but also in the analogical data published from another localities (e.g. Hefferan et al., 2002). It could not be excluded that there is analytical error combines with further reason – maybe tiny quartz inclusions. But no important effect follows from the silica excess on interpretation of these analytical data.

In the amphibole classification scheme by Leake et al. (1997) most of the blue sodic amphiboles correspond to magnesioriebeckite, some relics from veinlets in basalt are riebeckites (Fig. 4) and also Na-Ca amphibole ferrowinchite has been identified (Fig. 5). All other amphiboles are actinolites (Fig. 6). Amphiboles of retrogressed blueschists from the further formations of the Meliatic Unit and from the neighbouring Gemeric Unit are shown for comparison. As follows from Al^{IV} vs. Na^{B} (Brown, 1977; Fig. 7) and Al/(Al + Si) vs. Na/(Na + Ca) (Laird and Albee, 1981; Fig. 8) diagrams, amphiboles from the Jaklovce area are similar in composition to other aforementioned amphiboles but they differ in generally lower Al^{IV} and Al/(Al + Si) values respectively. Manifestation of this fact is also the lower glaucophane end-member content in the most of studied amphiboles (Figs. 9 and 10) in comparison with the other riebeckitic amphiboles from the basic rocks of adjacent units and selected world localities as well. Low aluminium contents display riebeckites from the rocks with the high silica content.

Magnesioriebeckite/riebeckite is a mineral of the magmatic or metamorphic origin. Magmatic riebeckite together with arfvedsonite is a typical rock-forming mineral of the more evolved alkali magmas (e.g. Wooley, 2001), whereas metamorphic riebeckite is mostly related to subduction metamorphism being created in the lower range of the blueschist facies conditions (Liou and Maruyama, 1987; Maruyama and Liou, 1988). Magnesioriebeckite/riebeckite, as a product of subduction--related metamorphism, is known from many ophiolite complexes e.g. in Japan, California, Tibet or Corsica (Liou and Maruyama, 1987; Maruyama and Liou, 1988; Suzuki and Ishizuka, 1998; Banno, 2000; Kapp et al., 2000; Malasoma et al., 2006; Aoki et al., 2008; Garfagnoli et al., 2009). It was found not only in metabasalts but also in the metamorphosed cherts and radiolarites (Fotoohi Rad et al., 2005; Garfagnoli et al., 2009). Composition of magnesioriebeckite/riebeckite seems to be a function of

the p-T conditions of the formation and together with the composition of the mother rock (Bousquet et al., 2008). The Al^{IV} value rises progressively with the metamorphic temperature, Al^{VI} and Na^{B} values with the pressure. The high silica content in the mother rock seems to transfer from the composition of amphibole closer to pure magnesioriebeckite/riebeckite (Fig. 10).

The magnesioriebeckite/riebeckite in the cherts, radiolarites and basalts from the Jaklovce village represents probably a product of the single short-lasting metamorphic event at elevated pressure conditions. In comparison to occurrences at other localities in the Meliatic and Gemeric units and majority of the selected world localities it seems to be formed at slightly lower p-T-conditions (lower Al-content of magnesioriebeckite from basalts). The quantitative determination of these conditions is problematic due to lack of suitable mineral pairs or association, but $p \approx 600$ MPa, which follows from empirical geobarometer (Brown, 1977; Fig. 7) for ferrowinchite, could be the reasonable minimum pressure estimation. Temperature does not significantly exceed the lower boundary of the blueschist facies stability field. The high-pressure metamorphic stage was changed by the decompression and short-lasting metamorphic overprint in the greenschist facies conditions ($p \approx 300$ MPa). All this metamorphic evolution was probably connected with the subduction of the Meliata Ocean in Upper Jurassic, when rocks from the uppermost part of the subducting slab were involved into lower part of an accretionary prism, consequently exhumed and tectonized.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 433 – 444
ISSN 0369-2086

Turmalinické horniny v metamorfovaných vulkanicko-sedimentárnych horninách komplexu Jánovho grúňa v okolí Bacúcha (veporikum)

PETER BAČÍK[1], JAROSLAV PRŠEK[2, 1] a JOZEF LIPKA[3]

[1]Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; bacikp@fns.uniba.sk
[2]AGH, University of Science and Technology, Dpt. of Economic Geology, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland
[3]Slovenská technická Univerzita, Fakulta elektrotechniky a informatiky, Katedra jadrovej fyziky a techniky, Ilkovičova 3, 812 19 Bratislava

Tourmaline-rich rocks in the metamorphosed volcano-sedimentary rocks of the Jánov grúň Complex in the Bacúch area (Veporic Superunit, Western Carpathians)

Tourmaline-rich rocks represent a part of the rock assemblage of the metamorphosed volcano-sedimentary Jánov grúň Complex in the Kráľova hoľa zone of the Veporic superunit. Tourmaline and quartz are the main minerals along with albite, muscovite, chlorites and association of accessory minerals. Tourmaline has a schorl – dravite composition with local enrichment in Al due to the foitite substitution [Al□Na$_{-1}$(FeMg)$_{-1}$]. Tourmaline crystals usually comprise more *X*-vacant schorl in the center and Na- and Ca-richer dravite in rims. Albite has X_{An} ratio less than 0.01, muscovite is slightly enriched in Fe and Mg. Monazite-(Ce) is enriched in Th due to the brabantite [CaTh(REE)$_{-2}$] and huttonite substitutions [ThSi(REEP)$_{-1}$]. Zircon is unzoned and enriched in HREE and Y as a result of xenotime substitution HREEP(ZrSi)$_{-1}$. Chemical composition and zoning of tourmalines imply formation of tourmalinites during prograde metamorphic processes, but B-rich association (possibly with foititic schorl) probably formed already during premetamorphic Permian-Triassic volcano-sedimentary process.

Key words: schorl, dravite, albite, muscovite, monazite, zircon, tourmalinites, Bacúch, Jánov grúň Complex, Veporic Superunit

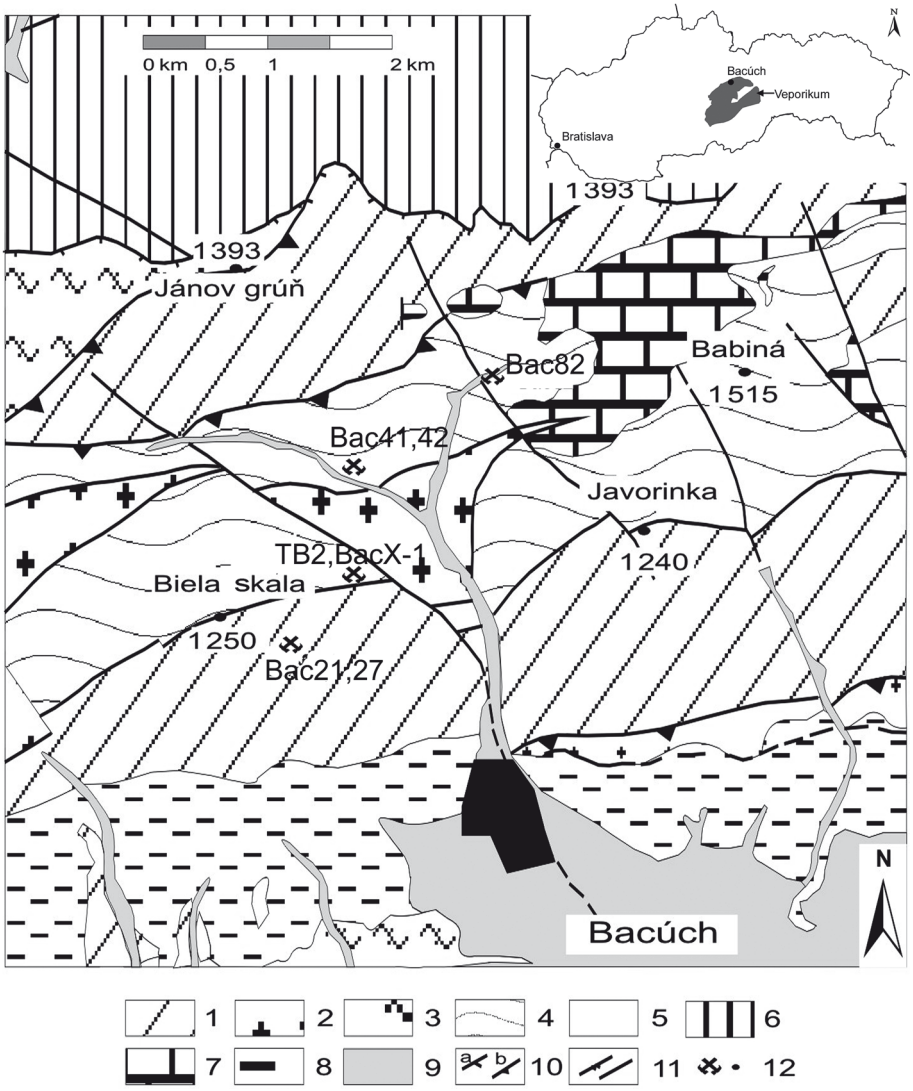
Úvod

Turmalinity sú stratiformné horniny, ktoré obsahujú minimálne 15 – 20 objemových percent turmalínu (Slack, 1996). Turmalinické horniny boli opísané na viacerých lokalitách v Západných Karpatoch. Turmalinity *in situ* boli okrem okolia obcí Bacúch a Beňuš (Miko a Hovorka, 1978; Chovan et al., 2000) opísané aj v gemeriku na lokalite Smolník (Ilavský, 1959) a v Zlatej Idke (Návesňák a Tabák, 1994; Kobulský et al., 2000; Chovan et al., 2003). Klasty redeponovaných turmalinitov sa viažu na permsko-spodnotriasové kontinentálne klastické sedimenty ľubietovskej skupiny vo veporiku (Vozárová-Minarovičová, 1966; Vozárová, 1979), lúžňanského súvrstvia v tatriku (Mišík a Jablonský, 1978, 2000; Bačík a Uher, 2007) a kriedové konglomeráty klapskej jednotky pieninského bradlového pásma (Bačík et al., 2008).

Cieľom nášho výskumu je komplexná mineralogická charakteristika turmalinitov pomocou viacerých analytických metód na viacerých výskytoch v okolí obce Bacúch, kde sa nachádzajú všetky študované výskyty. Skúmali sa jednak horninotvorné minerály ako turmalín, albit, muskovit, jednak akcesorické minerály (monazit a zirkón). Cieľom mineralogického výskumu je aj objasnenie genetických podmienok vzniku turmalinických hornín.

Geologická pozícia turmalinitov

Turmalinity v okolí obcí Bacúch a Beňuš vystupujú v rámci komplexu Jánovho grúňa v kráľovohoľskej časti Nízkych Tatier, ktorý tvoria metamorfované sedimentárne a vulkanické horniny (Miko a Korikovskij, 1993). Komplex Jánovho grúňa má permsko-triasový vek, 216 ± 5 mil. r., 255 ± 2 mil. r. a 278 ± 11 mil. r., stanovený U/Pb metódou (Kotov et al., 1996). Turmalinity tvoria viac-menej súvislý pruh zjz.-vsv. smeru severne od spomínaných obcí, začínajúci sa v Leňušskej doline a pokračujúci cez Vrchbánsky grúň (1 434 m n. m.) a Bielu skalu (1 249 m n. m.) do Kršskovej doliny a na Jánov grúň (1 069 m n. m.) a ďalej na SV cez Bacúšsku dolinu do Sokolej doliny po hrebeň Babinej (1 515 m n. m.). Jeho smerná dĺžka je asi 8 km a šírka asi 2 km. Prítomnosť turmalinitov sa viaže na produkty acidno-intermediárneho, ojedinele bázického vulkanizmu, tvoriace časť komplexu Jánovho grúňa (Miko a Hovorka, 1978). V metamorfovanom vulkanicko-sedimentárnom komplexe v okolí Bacúcha sú opísané aj viaceré rudné mineralizácie, ktorých genetická či priestorová spätosť s turmalinitmi je však otázna. Magnetitová mineralizácia v oblasti na SZ od Bacúcha (Biela skala) by mohla mať vulkanicko-sedimentárny pôvod (Klinec et al., 1973), Fe-karbonátová mineralizácia z Jánovho grúňa a Sokolej



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa okolia Bacúcha s komplexom Jánovho grúňa a lokalizáciou vzoriek (upravené podľa Bieleho et al., 1992). 1 – hronský komplex (svory, pegmatity, amfibolity); 2 – kráľovohoľský komplex (granitoidy); 3 – ľubietovský komplex (pararuly); 4, 5 – komplex Jánovho grúňa (4 – fylity, metadacity, metaryolity, 5 – granitoidy); 6 – tatrikum (granitoidy, ruly, kremence, vápence); 7 – jednotka Veľkého boku (kremence, vápence, dolomity); 8 – kvartér; 9 – alúvium; 10 – príkrovové línie: a) alpínske, b) variské; 11 – a) násuny, b) zlomy; 12 – lokalizácia odberu vzoriek.

Fig. 1. Simplified geological sketch map of the Bacúch surrounding with the Jánov grúň Complex and sample location (modified after Biely et al., 1992). Abbreviation: 1 – Hron Complex (micaschists, pegmatites, amphibolites); 2 – Kráľova hoľa Complex (granitoids); 3 – Ľubietová Complex (paragneisses); 4, 5 – Jánov grúň Complex (4 – phyllites, metadacites, metarhyolites, 5 – granitoids); 6 – Tatric Unit (granitoids, gneisses, quartzites, limestones); 7 – Veľký bok unit (quartzites, limestones, dolomites); 8 – Quaternary; 9 – alluvium; 10 – nappes lines: a) Alpine, b) Variscian; 11 – a) upthrusts, b) faults; 12 – sample location.

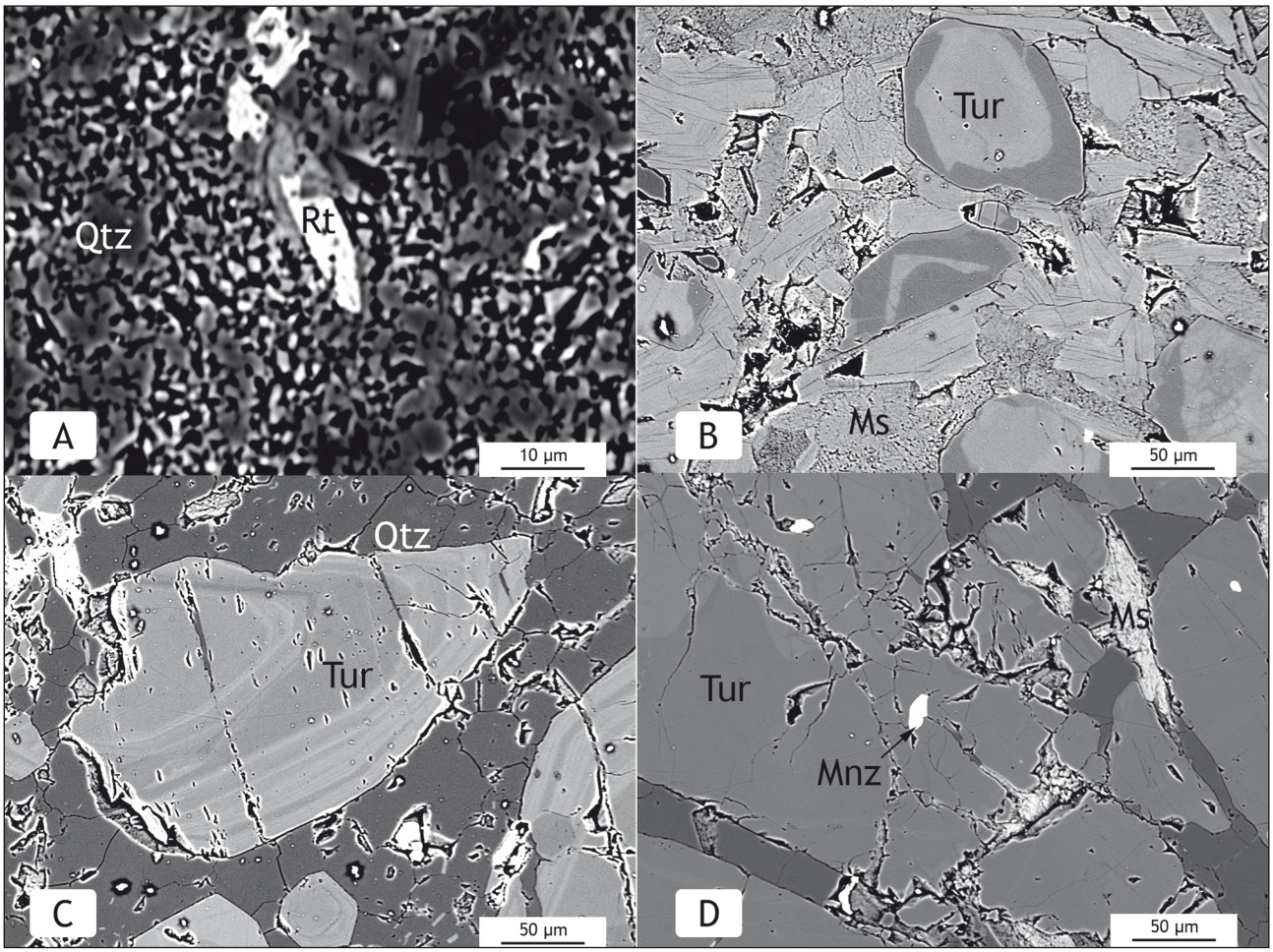
doliny je pravdepodobne produktom alpínskeho tektonicko-metamorfného eventu bez vzťahu k turmalinitom (Pršek a Chovan, 2001).

Turmalinické horniny tvoria tenké polohy vo fylitoch s hrúbkou niekoľko cm až dm a dĺžkou viac ako 20 m. Pozorovali sme viaceré textúrne typy: a) masívne, afanitické kremito-turmalinické, miestami takmer monominerálne turmalinické horniny (Biela skala, Jánov grúň, záver Krškovej doliny); b) brekciovité textúrne typy s nepravidelnými úlomkami vulkanicko-sedimentárnych hornín v afanitickej turmalinickej hmote (j. svahy Jánovho grúňa); c) horniny s očkatou textúrou, s turmalinickou základnou hmotou a granoblastickými agregátmi („očkami“) kremeňa (záver Krškovej doliny); d) zrnité turmalinicko-živcové, resp. turmalinicko-kremité variety s prizmatickými kryštálmi turmalínu s dĺžkou 5 aj viac mm a masívnou textúrou, nájdené vo vrchnej časti Leňušskej doliny (Miko a Hovorka, 1978).

Vzorky sa odoberali v časti pruhu turmalinitov komplexu Jánovho grúňa od Bielej skaly až po Sokoliu dolinu. Väčšinou ide o izolované úlomky horniny, turmalinity v primárnych odkryvoch boli výrazne premenené a zvetrané. Vzorky TB-2 a BacX-1 sa našli na v. svahu Bielej skaly v sutine na lesnej ceste vedúcej vo východnom svahu asi 500 m nad dolinou z Bielej skaly do Krškovej doliny, zhruba 2,5 – 3 km od odbočky z hlavnej lesnej cesty. Vzorky Bac-21 a Bac-27 sa odobrali z haldového materiálu pri štôlni Katarína na Bielej skale. Vzorky Bac-41 a Bac-42 sa odobrali z balvana turmalinickej horniny na ľavej strane cesty asi 600 m od začiatku Krškovej doliny. Vzorka Bac-82 sa odobrala v sutine lesnej cesty v Sokolej doline asi 20 m od štôlne s haldou nachádzajúcej sa asi 500 m sv. od sútoku potokov tečúcich z Jančíkovej a Nemcovej doliny.

Metodika

Zo vzoriek turmalinitov sa zhotovili leštené výbrusy na elektrónovú mikroanalýzu. Elektrónová mikroanalýza sa vykonala na prístrojoch JEOL SUPERPROBE 733 a CAMECA SX 100 (obe Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava). Turmalín (vzorky TB-2, Bac-27,



Obr. 2. Snímky turmalinitov v spätne rozptýlených elektrónoch (BSE): A – rutil (Rt) v kremeni vo vzorke TB2; B – turmalín a muskovit (Ms) vo vzorke Bac-27; C – zonálny turmalín a kremeň vo vzorke Bac-41; D – monazit (Mnz) v turmalíne vo vzorke Bac-21.

Fig. 2. Back scattered electrons (BSE) images of tourmalinites: A – rutile (Rt) in quartz, the sample TB2; B – tourmaline and muscovite (Ms) in the sample Bac-27; C – zoned tourmaline and quartz in the sample Bac-41; D – monazite (Mnz) in tourmaline in the sample Bac-21.

Bac-41), albit, muskovit, monazit a zirkón sa analyzovali na prístroji CAMECA SX 100 metódou vlnovo-disperznej analýzy (WDS) pri urýchľovacom napätí 15 kV, prúde 20 nA a priemere elektrónového lúča 1 – 5 μm, so spodným detekčným limitom asi 0,01 hm. % a presnosťou ± 0,05 až 0,15 hm. %. Použité štandardy: barit (S Kα), GaAs (As Lα), apatit (P Kα) wollastonit (Si Kα, Ca Kα), TiO_2 (Ti Kα), $ZrSiO_4$ (Zr Lα), HfO_2 (Hf Lβ), ThO_2 (Th Mα), UO_2 (U Mβ), Al_2O_3 (Al Kα), chromit (Cr Kα), kovový vanád (V Kα), syntetické fosfáty REE a Y, hematit (Fe Kα), rodonit (Mn Kα), MgO (Mg Kα), willemit (Zn Kα), kovový nikel (Ni Kα), PbS (Pb Mα), albit (Na Kα) a ortoklas (K Kα), BaF_2 (F Kα) a NaCl (Cl Kα). Zvyšná časť analýz turmalínu sa robila na prístroji JEOL SUPERPROBE 733, systém WDS, korekcia ZAF. Podmienky merania: 20 kV, 15 nA, priemer lúča 5 μm. Použité štandardy: SiO_2 (Si Kα), TiO_2 pre (Ti Kα), albit (Al Kα, Na Kα), chromit (Cr Kα), hematit (Fe Kα), rodonit (Mn Kα), MgO (Mg Kα), wollastonit (Ca Kα). Analýzy turmalínu sa prepočítali na 15 katiónov (kvôli lepšej stechiometrii oproti prepočtu na 31 aniónov a malej pravdepodobnosti vakancie v pozícii Y), analýzy albitu na 8 aniónov, muskovitu na 11 aniónov a analýzy zirkónu a monazitu na 4 anióny.

Mössbauerova spektroskopia vzorky TB-2 sa vykonala na Katedre jadrovej fyziky a technológie v Bratislave na spektrometri s konštantnou akceleráciou a zdrojom s ^{57}Co v Rh pri izbovej teplote (293 K). Na kalibráciu sa použilo kovové Fe. Mössbauerovo spektrum sa spresnilo pomocou programu Normos (Brand, 1997). Na opísanie tvaru vrcholov dubletov sa použili Lorentzove čiary. Chyba pre plochu dubletov sa pohybuje na úrovni ± 0,5 %, pri izomérnom posune a kvadrupólovom rozštiepení je okolo 0,04 mm/s.

Výsledky

Mineralogický a petrografický opis vzoriek turmalinitov

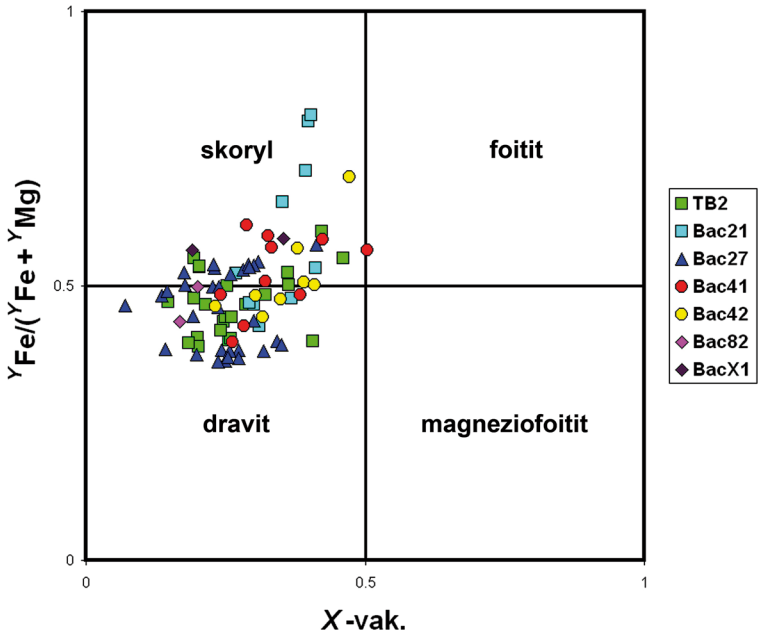
Najhojnejšie minerály v turmalinitoch sú kremeň a minerály turmalínovej skupiny (MTS). Pomer kremeňa

Tab. 1
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy MTS (v hm. %, prepočítané na 15 katiónov na vzorcovú jednotku)
Representative electron microanalyses MTS (in wt.%, recalculated for 15 cations per formula unit)

	TB-2b03 skoryl (s)	TB-2b04 dravit (o)	Bac-21-1 dravit	Bac-21-3 skoryl	Bac-27.4 dravit	Bac-41b0.1 skoryl	Bac-42-8 skoryl	Bac-82-1 dravit	Bac-x1-1 dravit
SiO_2	37,03	36,75	36,22	34,79	36,63	36,46	35,30	35,89	35,34
TiO_2	0,19	0,59	0,69	0,90	0,85	1,39	0,95	0,16	0,71
B_2O_3*	10,65	10,68	10,58	10,21	10,45	10,50	10,39	10,36	10,37
Al_2O_3	33,69	32,50	33,56	32,57	31,17	32,45	32,73	31,01	33,44
Cr_2O_3	0,01	0,06	0,18	0,18	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00
V_2O_3	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,42	7,43	8,18	12,00	6,70	10,43	12,27	9,96	9,80
MnO	0,33	0,03	0,00	0,00	0,02	0,12	0,21	0,21	0,20
MgO	4,59	6,93	5,40	2,75	7,02	4,07	2,97	5,62	3,95
NiO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,06	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,40	0,80	0,17	0,00	0,61	0,47	0,00	0,00	0,09
Na_2O	1,47	2,13	2,10	1,84	1,97	1,92	1,63	2,46	1,94
K_2O	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00
H_2O*	3,69	3,71	3,67	3,54	3,63	3,66	3,59	3,58	3,60
F	0,12	0,00	0,00	0,00	0,30	0,18	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	101,71	101,74	100,76	98,78	99,47	101,72	100,31	99,25	99,45
Si^{4+}	6,040	5,979	5,949	5,921	6,095	6,034	5,905	6,019	5,920
Al^{3+} *T*	0,000	0,021	0,051	0,079	0,000	0,000	0,095	0,000	0,080
T-sum.	6,040	6,000	6,000	6,000	6,095	6,034	6,000	6,019	6,000
B^{3+}	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Al^{3+} *Z*	5,925	5,853	5,947	5,976	5,886	5,917	5,964	6,000	5,984
Cr^{3+}	0,001	0,008	0,023	0,024	0,000	0,000	0,036	0,000	0,000
V^{3+}	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg^{2+}	0,070	0,139	0,030	0,000	0,109	0,083	0,000	0,000	0,016
Z-sum.	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Ti^{4+}	0,023	0,072	0,085	0,115	0,106	0,173	0,120	0,020	0,089
Al^{3+}	0,552	0,359	0,499	0,479	0,226	0,412	0,394	0,129	0,539
Fe^{2+}	1,285	1,011	1,124	1,708	0,932	1,443	1,717	1,397	1,373
Mn^{2+}	0,046	0,004	0,000	0,000	0,003	0,017	0,030	0,030	0,028
Mg^{2+}	1,046	1,541	1,292	0,698	1,632	0,921	0,741	1,405	0,970
Zn^{2+}	0,007	0,007	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni^{2+}	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
$^{Y}\square$	0,040	0,000	0,000	0,000	0,095	0,034	0,000	0,019	0,000
Y-sum.	2,960	3,000	3,000	3,000	2,905	2,966	3,000	2,981	3,000
Ca^{2+}	0,070	0,139	0,030	0,000	0,109	0,083	0,000	0,000	0,016
Na^{+}	0,465	0,672	0,669	0,607	0,636	0,616	0,529	0,800	0,630
K^{+}	0,004	0,004	0,000	0,000	0,006	0,013	0,000	0,000	0,000
$^{X}\square$	0,461	0,184	0,301	0,393	0,249	0,288	0,471	0,200	0,354
X-sum.	0,539	0,816	0,699	0,607	0,751	0,712	0,529	0,800	0,646
F^{-}	0,062	0,000	0,000	0,000	0,158	0,094	0,000	0,000	0,000
Cl^{-}	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
OH^{-}	3,938	3,997	4,000	4,000	3,839	3,906	4,000	4,000	4,000

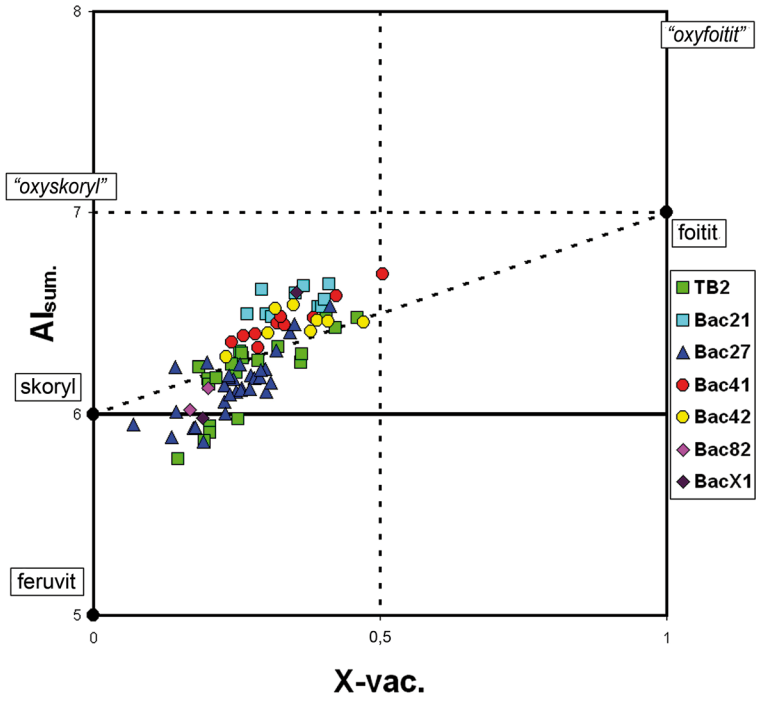
Tab. 2
Hodnoty izomérneho posunu (IS) a kvadrupólového rozštiepenia (QS) pre rôzne pozície a stavy Fe vo vzorkách TBP1, TB2 a TQ7221. ED – delokalizácia valenčného elektrónu medzi Fe^{2+} a Fe^{3+} v dvoch susediacich oktaédroch
Values of isomer shift (IS) and quadrupole (QS) splitting for various Fe positions and states in the samples TBP1, TB2 and TQ7221. ED – delocalization of the valent electron between Fe^{2+} and Fe^{3+} in two neighbouring octahedrons

	Fe^{2+}						ED (Fe^{2+}/Fe^{3+})			Fe^{3+}		
	IS_1 (mm/s)	QS_1 (mm/s)	A_{rel1} (%)	IS_2 (mm/s)	QS_2 (mm/s)	A_{rel2} (%)	IS_3 (mm/s)	QS_3 (mm/s)	A_{rel3} (%)	IS_4 (mm/s)	QS_4 (mm/s)	A_{rel4} (%)
TB2	0,99	2,47 $^{Y1}Fe^{2+}$	70,40	1,00	1,80 $^{Y3}Fe^{2+}$	17,20	0,59	1,34	2,80	0,28	0,72	9,60



Obr. 3. Klasifikačný diagram $^{X}\square$ vs. ^{Y}Fe/(^{Y}Fe + ^{Y}Mg).

Fig. 3. Classification plot $^{X}\square$ vs. ^{Y}Fe/(^{Y}Fe + ^{Y}Mg).



Obr. 4. Diagram $^{X}\square$ vs. Al_{sum}.

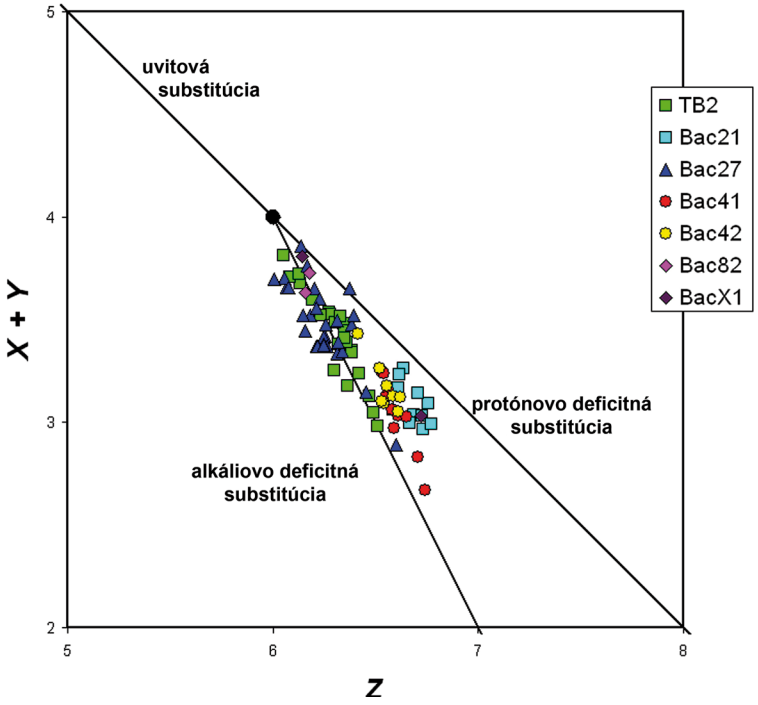
Fig. 4. Plot $^{X}\square$ vs. Al_{sum}.

a turmalínu a asociácia ostatných minerálov sa medzi jednotlivými vzorkami mení.

Vzorka TB-2 má usmernenú textúru a pomer Qtz > Tur. Spleť jemne kryštalického turmalínu vypĺňa priestory okolo výrastlíc kremeňa. Z ďalších minerálov je prítomný albit a svetlá sľuda (muskovit), z akcesorických minerálov rutil (obr. 2A), zirkón a nešpecifikovaný Th-U silikát (pravdepodobne torit až coffinit).

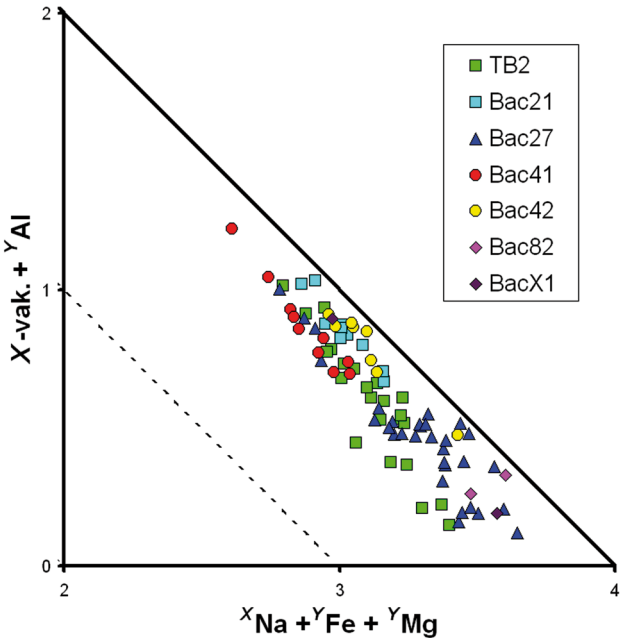
Polohy turmalínu vo vzorke BacX-1 tvoria pásiky striedajúce sa s polohami kremeňa. Môže ísť aj o výplň kremenno-turmalínovej žily v turmalinite. Kremeň vniká vo forme žiliek aj do páskovaných polôh. V celej vzorke je rozptýlený muskovit. Kremeň s turmalínom vystupujú na kontakte s jemnozrnnou horninou aplitoidného charakteru. Turmalín tvorí drobné zrnká hnedej a zelenej farby, miestami sú zonálne, s výrazným pleochroizmom. Spolu s ním sa vyskytuje kremeň, chlority, muskovit a oxidy Ti, miestami limonitizované.

Vo vzorke Bac-21 jemnozrnný zonálny turmalín hnedej a zelenej farby vystupuje v jemnozrnnom kremeni. Miestami



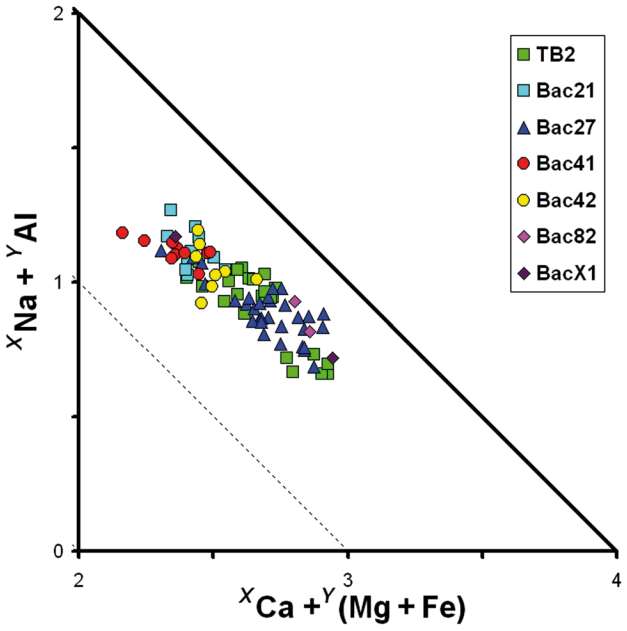
Obr. 5. Diagram *Z* vs. (*X* + *Y*). *Z* = Al + 1,33Ti; *X* = Ca + Na; *Y* = Fe + Mg + Mn. Radiálne línie vychádzajúce z bodu ideálneho dravitovo-skorylového zloženia reprezentujú uvitovú, alkáliovo deficitnú a protónovo deficitnú substitúciu (podľa Trumbulla a Chaussidona, 1999).

Fig. 5. Plot *Z* vs. (*X* + *Y*). *Z* = Al + 1.33Ti; *X* = Ca + Na; *Y* = Fe + Mg + Mn. Lines radiating from the point of the ideal schorl-dravite composition represent uvite, alkali-deficient and proton-deficient substitutions (after Trumbull and Chaussidon, 1999).



Obr. 6. Diagram foititovej substitúcie (^{X}Na + ^{Y}Fe + ^{Y}Mg) vs. (^{X}□ + ^{Y}Al); Na(Fe,Mg)Al$_{-1}$.

Fig. 6. Plot of foitite substitution (^{X}Na + ^{Y}Fe + ^{Y}Mg) vs. (^{X}□ + ^{Y}Al); Na(Fe,Mg)Al$_{-1}$.



Obr. 7. Diagram uvitovej substitúcie (^{X}Ca + ^{Y}Fe + ^{Y}Mg) vs. (^{X}Na + ^{Y}Al); AlNa(Mg,Fe)$_{-1}$Ca$_{-1}$.

Fig. 7. Plot of uvite substitution (^{X}Ca + ^{Y}Fe + ^{Y}Mg) vs. (^{X}Na + ^{Y}Al); AlNa(Mg,Fe)$_{-1}$Ca$_{-1}$.

sa vyskytujú aj živce, ktoré sú sericitizované. Muskovit tvorí väčšie šupinky rozptýlené v kremeni aj medzi zrnami turmalínu. Vyskytujú sa tu aj oxidy Ti.

Vzorka Bac-27 je masívny jemnozrnný turmalinit čiernej farby. Turmalín má výrazný zeleno-hnedý pleochroizmus a výraznú optickú, ako aj chemickú (obr. 2B) zonalitu. Z akcesórií sú prítomné oxidy Fe a Ti (ilmenit a rutil), zirkón a monazit.

Vo vzorke Bac-41 tvorí turmalín jemnozrnný, výrazne kataklastický agregát vo fylitoch spolu s kremeňom. Turmalín má zeleno-hnedý pleochroizmus a výraznú optickú zonalitu (obr. 2C). Chemická zonalita je miestami

Tab. 3
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy albitu (v hm. %, prepočítané na 8 aniónov na vzorcovú jednotku)
Representative electron microanalyses of albite (in wt.%, recalculated for 8 anions per formula unit)

	TB-2 ab 1	TB-2 ab 2
SiO_2	68,41	68,48
Al_2O_3	19,68	20,10
FeO	0,15	0,09
MgO	0,00	0,00
CaO	0,06	0,20
Na_2O	11,46	11,45
K_2O	0,07	0,07
Suma	99,82	100,39
Si^{4+}	2,992	2,979
Al^{3+} *T*	1,014	1,030
Fe^{2+}	0,005	0,003
Mg^{2+}	0,000	0,000
Ca^{2+}	0,003	0,009
Na^{+}	0,971	0,965
K^{+}	0,004	0,004

oscilačná. Spolu s ním vystupuje muskovit, živec (albit), chlority a akcesorický zirkón a monazit (obr. 2D).

Vzorka Bac-42 je kryštalický agregát turmalínu s veľkosťou zŕn do 4 mm. Agregát je zložený zo zŕn turmalínu a kremeňa, ktoré sú usporiadané chaoticky. Vystupuje tu aj muskovit. Jemnozrnný turmalín je zelenej až hnedej farby, s výrazným pleochroizmom. Niektoré zrná turmalínu sú zonálne (okraj je zelený a stred je hnedý). Živce sú miestami sericitizované. Jemnozrnný kremeň je tlakovo postihnutý – undulózne zháša. Miestami sa vyskytujú aj väčšie šupinky muskovitu. Z rudných minerálov sa vyskytujú oxidy Ti.

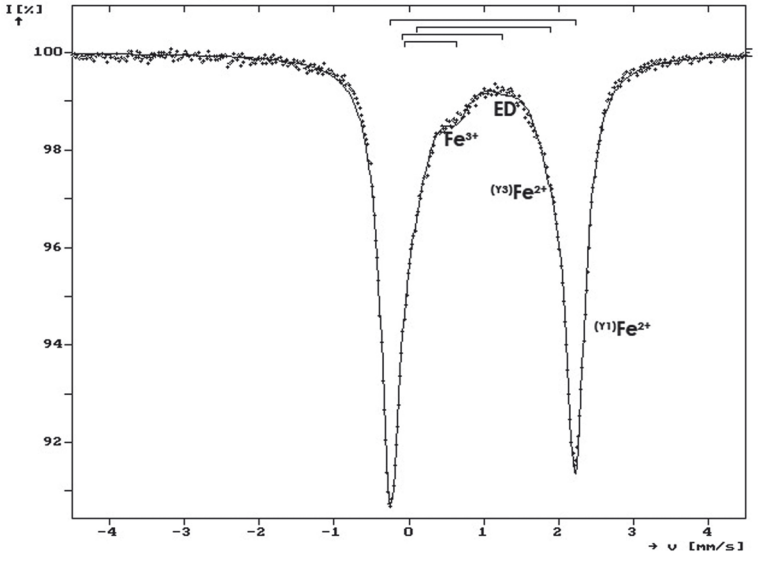
Vzorka Bac-82 je jemnozrnná hornina, v ktorej sa dá makroskopicky pozorovať iba kremeň. Do kremeňa vnikajú žilky turmalínu s veľkosťou do niekoľko mm. Veľmi drobnozrnný turmalín je hnedej a zelenej farby. Je rozptýlený v podobe jednotlivých zrniek alebo jemných pásikov v jemnozrnnom kremeni. V agregáte zŕn kremeňa sa vyskytujú aj šupinky muskovitu. Aj tu sa vyskytujú oxidy Ti a pyrit.

Minerály turmalínovej skupiny

Turmalíny z turmalinitov z okolia Bacúcha a Beňuša sa chemickým zložením zaraďujú do série skoryl-dravit, pričom variabilný pomer vakancií v pozícii *X* posúva zloženie MTS v trende skoryl-foitit, resp. dravit-magneziofoitit (tab. 1, obr. 3). Turmalíny v študovaných vzorkách majú väčšinou jednoduchý vývoj, len vo vzorke Bac-27 možno pozorovať dve generácie – horečnatejší dravit a železnatejší prechodný dravit-skoryl (obr. 4). Dve generácie turmalínu vystupujú aj vo vzorke TB-2, tie sa však líšia pomerom vakancií – starší, vakantnejší skoryl tvorí jadrá a mladší, nižšie vakantný dravit okraj kryštálov (obr. 4). Obsah vakancií generálne stúpa so zvyšujúcim sa pomerom Fe/(Fe + Mg). Tento trend sa prejavuje vo všetkých vzorkách, každá z dvoch generácií MTS vo vzorke Bac-27 sleduje tento trend samostatne (obr. 3). Pri stúpaní obsahu Al alkáliovo deficitný trend miestami prechádza do protónovo deficitného trendu (vzorka Bac-21 – obr. 5). Zmenu obsahu Al kontroluje najmä foititová substitúcia $Al\square Na_{-1}(Fe,Mg)_{-1}$, ktorej korelácia sa zvyšuje pri stúpaní obsahu Al (obr. 6). Uvitová substitúcia $(Fe,Mg)Ca(AlNa)_{-1}$ sa výraznejšie prejavuje len vo vzorke Bac-27 (obr. 7). Naznačenú dehydrogenáciu hydroxylovej skupiny pomocou protónovo deficitného trendu $R^{3+}O(R^{2+}OH)_{-1}$ (obr. 5) umožňuje spomínané stúpanie obsahu Al, ale čiastočne môže byť dôsledkom vplyvu buergeritovej substitúcie $Fe^{3+}O(Fe^{2+}OH)_{-1}$. Jej čiastočný vplyv potvrdzujú výsledky Mössbauerovej spektroskopie, podľa ktorých 9,6 % Fe vo vzorke TB-2 je trojmocného a 2,8 % Fe sa nachádza v prechodnom stave $Fe^{2+/3+}$ s delokalizovaným valenčným elektrónom (obr. 8, tab. 2).

Ostatné minerály

Medzi ďalšie minerály v turmalinitoch v asociácii s turmalínom a kremeňom patria silikáty, najmä živce, sľudy (analyzované pomocou WDS) a chlority (identifikované prostredníctvom EDAX). Živce majú zloženie čistého albitu (X_{An} < 0,01). Sľuda zodpovedá muskovitu obohatenému



Obr. 8. Mössbauerovo spektrum vzorky TB2.

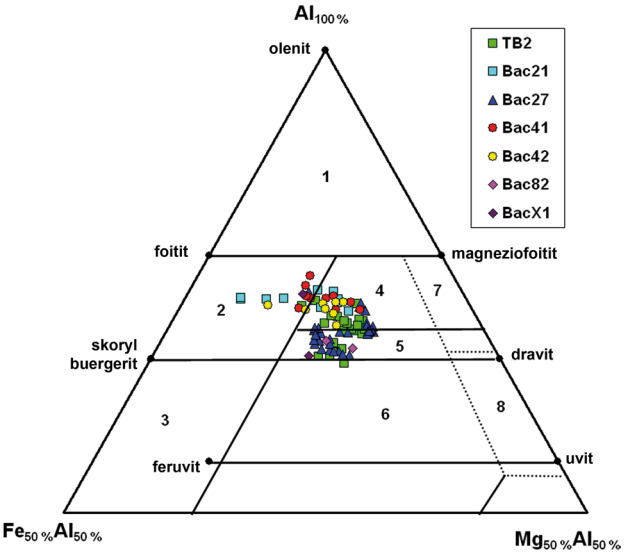
Fig. 8. The Mössbauer spectra of sample TB2.

Tab. 4
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy muskovitu (v hm. %, prepočítané na 11 aniónov na vzorcovú jednotku)
Representative electron microanalyses of muscovite (in wt.%, recalculated for 11 anions per formula unit)

	TB-2 Mc1	TB-2 Mc2
SiO_2	50,61	48,66
TiO_2	0,35	0,45
Al_2O_3	30,30	32,68
Cr_2O_3	0,03	0,02
FeO	3,67	2,82
MnO	0,04	0,00
MgO	2,12	1,61
NiO	0,05	0,00
CaO	0,05	0,01
Na_2O	0,18	0,21
K_2O	9,27	9,90
H_2O*	4,11	4,09
F	0,08	0,00
Cl	0,01	0,00
Suma	100,86	100,47
O = F	–0,04	0,00
O = Cl	–0,01	0,00
Suma	100,81	100,46
Si^{4+}	3,318	3,203
Al^{3+} *T*	0,682	0,797
T-sum.	4,000	4,000
Ti^{4+}	0,018	0,022
Al^{3+} *M*	1,659	1,739
Cr^{3+}	0,002	0,001
Fe^{2+}	0,201	0,155
Mn^{2+}	0,002	0,000
Mg^{2+}	0,207	0,158
Ni^{2+}	0,003	0,000
M-sum.	2,091	2,076
Ca^{2+}	0,003	0,001
Na^{+}	0,023	0,027
K^{+}	0,775	0,831
$^{I}\square$	0,199	0,141
I-sum.	0,801	0,859
F^{-}	0,017	0,000
Cl^{-}	0,001	0,000
OH^{-}	1,982	2,000

o Fe a Mg s pomerom $^{M}Al/^{M}(Al + Fe + Mg)$ medzi 0,80 až 0,85 a o Si, čo signalizuje prítomnosť seladonitového komponentu (tab. 4).

Z akcesorických minerálov sú dominantné najmä oxidy Ti a Fe-Ti oxidy (najmä rutil a ilmenit), ktoré boli identifikované pomocou EDAX, a monazit. Akcesórie bývajú uzatvorené v kremeni aj v turmalíne. Monazit vo vzorke Bac-41 (obr. 2D, tab. 5) má pomer REE – Ce > La > Nd. Zvýšený obsah Th signalizuje jednak vplyv brabantitovej [$CaTh(REE)_{-2}$], jednak huttonitovej substitúcie [$ThSi(REEP)_{-1}$]. Zirkón vo vzorke TB-2 (tab. 6) je nezonálny a má nízky obsah Hf. Oproti LREE je obohatený o HREE a Y. Ťažké prvky vzácnych zemín vstupujú do štruktúry zirkónu prostredníctvom xenotímovej substitúcie $HREEP(ZrSi)_{-1}$.



Obr. 9. Ternárny diagram Al – Fe – Mg. Katióny sú udané sumárne v *apfu*. Jednotlivé polia reprezentujú: 1 – granitické pegmatity a aplity bohaté na Li; 2 – granity, s nimi asociované pegmatity a aplity chudobné na Li; 3 – kremenno-turmalinické horniny bohaté na Fe^{3+}; 4 – metapelity koexistujúce s Al-saturačnou fázou; 5 – metapelity nekoexistujúce s Al-saturačnou fázou; 6 – kremenno-turmalinické horniny bohaté na Fe^{3+}; 7 – nízko vápenaté metaultramafity, metasedimenty bohaté na Cr a V; 8 – metakarbonáty a metapyroxenity (upravené podľa Henryho a Guidottiho, 1985).

Fig. 9. Ternary plot Al – Fe – Mg (in molecular proportions). The fields are representing distinct rock types: 1 – Li-rich granitoid pegmatites and aplites; 2 – Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites; 3 – Fe^{3+}-rich quartz-tourmaline rocks (hydrothermaly 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 metasediments; 8 – metacarbonates and metapyroxenites (after Henry and Guidotti, 1985, modified).

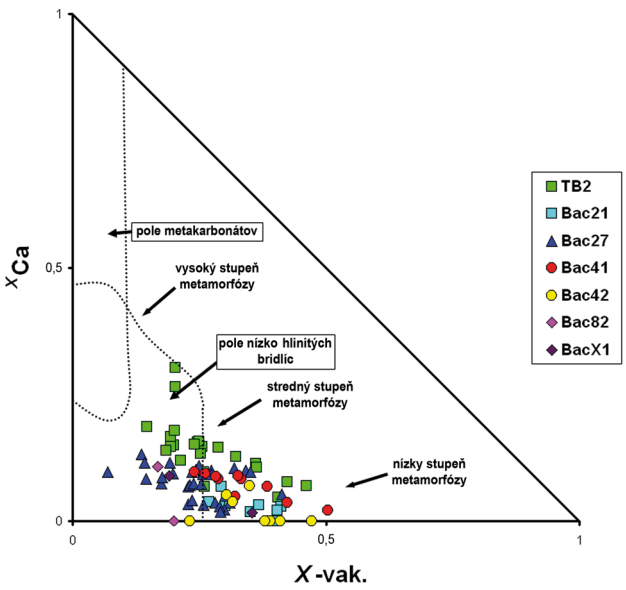
Diskusia

Typická minerálna asociácia pre turmalinické horniny je kremeň + turmalín ± muskovit ± chlority + akcesorické minerály zirkón, rutil, ilmenit a monazit (Slack, 1996). Turmalinity z Bacúcha zodpovedajú tejto asociácii, rovnako ako ostatné *in situ* výskyty v Smolníku (Ilavský, 1959) a Zlatej Idke (Chovan et al., 2003). Oproti Zlatej Idke, kde bol opísaný aj uvit a variety skorylu a dravitu obohatené o fluór (Bačík, 2006), je však zloženie turmalínu menej variabilné. Redeponované turmalinity z lúžňanského súvrstvia a bradlového pásma majú oproti bacúšskym turmalinitom jednoduchšie minerálne zloženie (kremeň + turmalín + akcesórie), ale výnimočné zloženie turmalínu s povondraitom, nízko hlinitými varietami skorylu a dravitu, ale aj foititom (Bačík a Uher, 2007; Bačík et al., 2008).

Turmalinity ako súčasť komplexu Jánovho grúňa v kráľovohoľskej časti Nízkych Tatier sú pravdepodobne geneticky späté s prítomnými produktmi vulkanizmu so zvýšeným obsahom bóru usadenými vo vodnom prostredí, pôvodne posudzovanými ako staropaleozoické (Miko

Tab. 5
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy monazitu (v hm. %, prepočítané na 4 anióny na vzorcovú jednotku)
Representative electron microanalyses of monazite (in wt.%, recalculated for 4 anions per formula unit)

	Bac-41-1	Bac-41-2	Bac-41-3	Bac-41-4		Bac-41-1	Bac-41-2	Bac-41-3	Bac-41-4
SO_3	0,11	0,02	0,03	0,01	S^{6+}	0,00	0,00	0,00	0,00
P_2O_5	29,65	29,59	30,16	30,19	P^{5+}	1,01	1,00	1,01	1,02
As_2O_5	0,17	0,16	0,20	0,11	As^{5+}	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO_2	0,41	0,63	0,49	0,26	Si^{4+}	0,02	0,03	0,02	0,01
ThO_2	2,12	6,61	4,97	2,95	Th^{4+}	0,02	0,06	0,04	0,03
UO_2	0,00	0,18	0,33	0,42	U^{4+}	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	0,02	0,02	0,00	0,00	Al^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00
Y_2O_3	0,63	0,72	1,70	1,26	Y^{3+}	0,01	0,02	0,04	0,03
La_2O_3	14,45	15,03	13,51	15,37	La^{3+}	0,21	0,22	0,20	0,23
Ce_2O_3	30,02	28,89	27,47	29,32	Ce^{3+}	0,44	0,42	0,40	0,43
Pr_2O_3	3,60	3,07	3,04	3,29	Pr^{3+}	0,05	0,04	0,04	0,05
Nd_2O_3	13,28	11,07	12,15	12,05	Nd^{3+}	0,19	0,16	0,17	0,17
Sm_2O_3	1,21	0,52	0,95	0,81	Sm^{3+}	0,02	0,01	0,01	0,01
Eu_2O_3	0,28	0,24	0,29	0,12	Eu^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd_2O_3	1,09	0,64	1,25	1,03	Gd^{3+}	0,01	0,01	0,02	0,01
Tb_2O_3	0,13	0,08	0,17	0,10	Tb^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy_2O_3	0,39	0,40	0,83	0,73	Dy^{3+}	0,01	0,01	0,01	0,01
Ho_2O_3	0,00	0,01	0,09	0,00	Ho^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00
Er_2O_3	0,57	0,35	0,64	0,19	Er^{3+}	0,01	0,00	0,01	0,00
Tm_2O_3	0,19	0,22	0,26	0,17	Tm^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb_2O_3	0,14	0,16	0,19	0,19	Yb^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00
Lu_2O_3	0,20	0,00	0,07	0,02	Lu^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,44	1,01	0,86	0,76	Ca^{2+}	0,02	0,04	0,04	0,03
FeO	0,22	0,29	0,11	0,08	Fe^{2+}	0,01	0,01	0,00	0,00
PbO	0,00	0,08	0,09	0,07	Pb^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,04	0,01	0,03	0,01	Total	2,04	2,04	2,04	2,04
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	A	1,01	1,01	1,00	1,01
O = F	–0,23	–0,23	–0,23	–0,23	B	1,03	1,03	1,04	1,03
O = Cl	–0,01	–0,01	–0,01	–0,01	X_{brb}	0,04	0,09	0,07	0,06
Suma	99,13	99,76	99,63	99,29	X_{hutt}	0,00	0,02	0,01	0,00



Obr. 10. Diagram $^X\square$ vs. ^{X}Ca s poľami pre jednotlivé genetické typy metamorfných turmalínov vznikajúce pri rôznych P-T podmienkach (podľa Henryho a Dutrowa, 1996).

Fig. 10. Plot $^X\square$ vs. ^{X}Ca with fields for several genetic types of metamorphic tourmalines formed at different P-T conditions (after Henry and Dutrow, 1996).

a Hovorka, 1978). Komplex Jánovho grúňa následne postihla alpínska tektonicko-metamorfná remobilizácia (Miko a Korikovskij, 1993), ktorá mohla spôsobiť mobilizáciu bóru a kryštalizáciu turmalínu. Petrogenéza turmalinitov môže byť teda ovplyvnená dvoma procesmi – primárnym, vulkanicko-sedimentárnym procesom a následnou metamorfózou, pri ktorej vznikal turmalín. Zdroj bóru sa viaže práve na vulkanicko-sedimentárne procesy, pri ktorých sa mohol koncentrovať vo felzitických vulkanitoch alebo v klastických sedimentoch (Slack, 1996). Na vulkanicko-sedimentárny pôvod turmalinitov poukazujú aj relatívne redukčné podmienky typické pre tieto procesy (Slack, 1996), ktoré signalizuje nízky obsah Fe^{3+} v turmalíne.

Genetické podmienky vzniku turmalinitov z okolia Bacúcha a Beňuša sa môžu objasniť prostredníctvom kryštalochémie MTS. Turmalíny z turmalinitov sa podľa zloženia zaraďujú do skupiny Fe-Mg turmalínov spadajúcej do štvoruholníka skoryl – dravit – foitit – magneziofoitit (obr. 9). Zložením zodpovedajú turmalínu z metapelitov koexistujúcich či nekoexistujúcich s Al-saturačnou fázou (Henry a Guidotti, 1985). Toto zloženie je typické aj pre väčšinu turmalinitov asociovaných s vulkanicko-exhalačnými ložiskami (Hellingwerf et al., 1994; Deb et al., 1997; Frietsch et al., 1997). Turmalinity z takýchto ložísk sú obvykle bohaté na Mg (Slack, 1996). Podľa diagramu $^X\square$ vs. ^{X}Ca (obr. 10; Henry a Dutrow, 1996) vychádza, že

Tab. 6
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy zirkónu (v hm. %, prepočítané na 4 anióny na vzorcovú jednotku)
Representative electron microanalyses of zircon (in wt.%, recalculated for 4 anions per formula unit)

	TB-2 Zr1/1	TB-2 Zr1/2	TB-2 Zr2
P_2O_5	0,24	0,22	0,08
SiO_2	32,84	32,73	33,05
UO_2	0,02	0,00	0,06
ThO_2	0,00	0,04	0,00
ZrO_2	65,97	65,25	66,28
HfO_2	1,54	1,05	0,75
Y_2O_3	0,24	0,24	0,09
La_2O_3	0,00	0,00	0,04
Ce_2O_3	0,00	0,00	0,06
Pr_2O_3	0,00	0,06	0,10
Nd_2O_3	0,00	0,01	0,03
Sm_2O_3	0,21	0,21	0,00
Er_2O_3	0,09	0,00	0,00
Yb_2O_3	0,23	0,13	0,24
CaO	0,00	0,03	0,00
Suma	101,37	99,95	100,78
P^{5+}	0,006	0,006	0,002
Si^{4+}	0,997	1,003	1,004
U^{4+}	0,000	0,000	0,000
Th^{4+}	0,000	0,000	0,000
Zr^{4+}	0,976	0,975	0,982
Hf^{4+}	0,013	0,009	0,007
Y^{3+}	0,004	0,004	0,002
La^{3+}	0,000	0,000	0,001
Ce^{3+}	0,000	0,000	0,001
Pr^{3+}	0,000	0,001	0,001
Nd^{3+}	0,000	0,000	0,000
Sm^{3+}	0,002	0,002	0,000
Er^{3+}	0,001	0,000	0,000
Yb^{3+}	0,002	0,001	0,002
Ca^{2+}	0,000	0,001	0,000
Suma	2,001	2,002	2,001

väčšina turmalinitov z Bacúcha vznikla v podmienkach nízko- až strednoteplotnej metamorfózy. Teplota vzniku turmalínu na sedimentárno-exhalačnom Pb-Zn-Ag ložisku Sullivan (Kanada) však bola stanovená pomocou izotopov B na maximálne 350 °C (Jiang et al., 1999). To zodpovedá priemernej teplote recentných podmorských hydrotermálnych fluíd (Vishwakarma, 1996). Môže to signalizovať následnú metamorfnú remobilizáciu bóru za vzniku polôh s vysokým obsahom turmalínu ako dôsledok alpínskej tektonicko-metamorfnej reaktivácie komplexu Jánovho grúňa (Miko a Korikovskij, 1993). Prítomnosť albitu a tiež zloženie muskovitu obohateného o Fe a Mg je typické pre metamorfné horniny (Tischendorf et al., 2007).

Zloženie turmalínov z lokality Biela skala (TB-2, Bac-21) s trendom foitit-dravit (stred-okraj) poukazuje na prográdny vývoj metamorfózy. Pre magmatogénne turmalíny je typická skôr absencia zonality (London, 1996), prípadne vývoj zonality v trende skoryl-foitit (Broska et al., 1999). Prográdny vývoj dokumentuje aj pomer ^{X}Ca a $^{X}\square$ – nárast obsahu Ca a pokles $^{X}\square$ pri zvyšujúcom sa stupni metamorfózy je dobrým indikátorom metamorfných podmienok (obr. 10). Turmalíny z Bacúcha majú pomer ^{X}Ca a $^{X}\square$ zodpovedajúci nízkemu až strednému stupňu metamorfózy. Turmalíny z Bielej skaly, najmä vzorka TB2 a od stredu k okraju, zaznamenávajú celý proces metamorfózy s plynulým prechodom od takmer foititických jadier [vysoký obsah $^{X}\square$ a vyšší pomer Fe/(Fe + Mg)] až po dravitové okraje [klesajúci pomer Fe/(Fe + Mg) a stúpajúci obsah Ca oproti znižujúcemu sa pomeru vakancií].

Poďakovanie. Práca vznikla s podporou projektu APVV – VVCE--0033-07 SOLIPHA. Autori ďakujú Patrikovi Konečnému, Danielovi Ozdínovi a Ivanovi Holickému za analytické práce na EMPA a Ignácovi Tóthovi za Mössbauerovu spektroskopiu. Autori zároveň ďakujú editorovi čísla Danielovi Ozdínovi a recenzentom Igorovi Broskovi a Pavlovi Uherovi za podnetné pripomienky, ktoré zvýšili kvalitu tohto rukopisu.

Literatúra

Bačík, P., 2006: Turmalinity Západných Karpát: chemické zloženie a genetické aspekty. Dizertačná práca. *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 148 s.*

Bačík, P. & Uher, P., 2007: Minerály turmalínovej skupiny z redeponovaných turmalinitov v spodnotriasových kremencoch tatrika: chemické zloženie a petrogenetický význam. *Miner. Slov. (Bratislava), 29, 185 – 196.*

Bačík, P., Uher, P., Sýkora, M. & Lipka, J., 2008: Low-Al tourmalines of the schorl-dravite – povondraite series in redeposited tourmalinites from the Western Carpathians, Slovakia. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 46, 1 117 – 1 129.*

Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ.*

Brand, R. A., 1997: Normos Mossbauer fitting program, verzia 1997, nepublikovaný.

Broska, I., Uher, P. & Siman, P., 1999: Na sodík chudobný skoryl a foitit v spišsko-gemerských granitoch. *Miner. Slov. (Bratislava), 31, 507 – 512.*

Deb, M., Tiwary, A. & Palmer, M. R., 1997: Tourmaline in Proterozoic massive sulfide deposits from Rajasthan, India. *Mineralium Depos. (Berlin), 32, 94 – 99.*

Frietsch, R., Tuisku, P., Martinsson, O. & Perdahl, J.-A., 1997: Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geol. Rev., 12, 1 – 34.*

Hellingwerf, R. H., Gatedal, K., Gallagher, V. & Baker, J. H., 1994: Tourmaline in the central Swedish ore district. *Mineralium Depos. (Berlin), 29, 189 – 205.*

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

Henry, D. J. & Dutrow, B. L., 1996: Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *In: Grew, E. S. & Anowitz, L. M. (eds.): Boron. Mineralogy, petrology and geochemistry. Rev. Miner., 33, Miner. Soc. Amer., 503 – 557.*

Chovan, M., Pršek, J. & Huraiová, M., 2000: Mineralógia rudných výskytov v Bacúchu. Čiastk. spr. *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 84 s.*

Chovan, M., Moravanský, D., Ozdín, D. & Pršek, J., 2003: Turmalíny – Zlatá Idka, mineralogická správa. *Manuskript. Bratislava, archív KMP PriF UK.*

Ilavský, J., 1959: Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*

Jiang, S.-Y., Palmer, M. R., Slack, J. F. & Shaw, D. R., 1999: Boron isotope systematics of tourmaline formation in the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia, Canada. *Chem. Geol. (Amsterdam), 158, 131 – 144.*

Klinec, A., Miko, O., Lukáčik, E., Rakús, M., Vozár, J., Hanzel, V. & Petro, M., 1973: Geologický výskum veporidného kryštalinika, list Polomka 1 : 25 000. Čiastk. záver. spr. za rok 1971 – 1973. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 97 s.*

Kobulský, J., Kovaničová, L. & Repčiak, M., 2000: Zlatá Idka – turmalínovce, vyhľadávací prieskum, stav k 31. 12. 2000. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 97 s.*

Kotov, A. B., Miko, O., Putiš, M., Korikovskij, P., Bereznaya, N. G., Kráľ, J. & Krist, E., 1996: U/Pb dating of zircons of petrogenetic acid metavolcanics and metasubvolcanics: A record of Permian-Triassic taphrogeny of the West-Carpatian basement. *Geol. Carpath. (Bratislava), 47, 2, 73 – 79.*

London, D., Morgan, G. B. VI & Wolf, M. B., 1996: Boron in granitic rocks and their contact aureoles. *In: Grew, E. S. & Anowitz, L. M. (eds.): Boron. Mineralogy, petrology and geochemistry. Rev. Miner., 33, Miner. Soc. Amer., 299 – 330.*

Mišík, M. & Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepence Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 33, 5 – 36.*

Mišík, M. & Jablonský, J., 2000: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: Source of clastics, transport directions. *Geol. Carpath. (Bratislava), 51, 251 – 264.*

Pršek, J. & Chovan, M., 2001: Hydrothermal carbonate and sulphide mineralization in the Late Paleozoic phyllites (Bacúch, Nízke Tatry Mts.). *Geolines (Praha), 13, 27 – 34.*

Slack, J. F., 1996: Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. *In: Grew, E. S. & Anowitz, L. M. (eds.): Boron. Mineralogy, petrology and geochemistry. Rev. Miner., 33, Miner. Soc. Amer., 559 – 643.*

Tischendorf, G., Förster, H.-J., Gottesmann, B. & Rieder M., 2007: True and brittle micas: Composition and solid-solution series. *Min. Mag. (London), 71, 3, 285 – 320.*

Trumbull, R. B. & Chaussidon, M., 1999: Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland. *Chem. Geol. (Amsterdam), 153, 125 – 137.*

Vishwakarma, R. K., 1996: 1.66-Ga-old metamorphosed Pb-Cu deposit in Sargipali (eastern India): Manifestation of tidal flat environment and sede-type genesis. *Precambr. Res. (Amsterdam), 77, 117 – 130.*

Vozárová, A., 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 6, 61 – 116.*

Vozárová-Minarovičová, A., 1966: O náleze valúnov turmalinických hornín v ľubietovskom perme. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 40, 165 – 167.*

Rukopis doručený 7. 5. 2009
Revidovaná verzia doručená 2. 7. 2009
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Tourmaline-rich rocks in the metamorphosed volcano-sedimentary rocks of the Jánov grúň Complex in the Bacúch area (Veporic Superunit, Western Carpathians)

The tourmaline-rich rocks occur in the Jánov grúň Complex near Bacúch and Beňuš villages in the Nízke Tatry Mountains. The Jánov grúň Complex is composed of Permian to Triassic metamorphosed sedimentary and volcanic rocks (Miko and Korikovskij, 1993). The occurrences of tourmaline-rich rocks form continuous belt trending NEN – WSW. They are connected with the acid to intermediate volcanic products (Miko and Hovorka, 1978).

Chemical composition of tourmaline in the tourmaline-rich rocks was studied with the electron microprobes (JEOL SUPERPROBE 733 and CAMECA SX-100 – both on the State Geological Institute of Dionýz Štúr) and Mössbauer spectroscopy (Department of Nuclear Physics and Technology in the Faculty of Electrical Engineering and Information Technology, Slovak University of Technology in Bratislava).

The tourmaline-rich rocks from Bacúch represent a few distinct types: quartz-tourmaline rocks with the aphanitic texture; breccias with fragments of volcano-sedimentary rocks in the aphanitic tourmaline-rich matrix; rocks with tourmaline in matrix and granoblastic aggregates of quartz; tourmaline-feldspar or tourmaline-quartz rocks with up to 5 mm long prismatic crystals of tourmaline (Miko and Hovorka, 1978). Seven samples (TB-2, BacX-1, Bac-21, Bac-27, Bac-41, Bac-42, and Bac-82) of the tourmaline-rich rocks from the locality Bacúch were studied.

Tourmaline as well as quartz is the most abundant minerals in the tourmaline-rich rocks from Bacúch. It belongs to schorl-dravite series but it follows the schorl-foitite or dravite-magnesiofoitite trend with the increase of the *X*-site vacancies. Tourmalines in the most studied samples have very weak chemical zoning; more significant zoning was observed only in the sample Bac-27 (from the Mg-richer dravite in the centre to intermediate dravite/schorl in the rim) and TB2 (more *X*-vacant schorl in the centre and less *X*-vacant schorl in the rim of crystals). Generally, the proportion of the *X*-site vacancy increases with the higher Fe/(Fe + Mg) ratio. The increase of the *X*-site vacancy and the Al content are controlled by the foitite substitution – $Al\square Na_{-1}(Fe,Mg)_{-1}$. The trend of the uvite substitution, $(Fe,Mg)Ca(AlNa)_{-1}$, was observed only in one sample (Bac-27). The deprotonization of tourmalines by the $R^{3+}O(R^{2+}OH)_{-1}$ substitution may cause the increase of the Al content. However, buergerite substitution $Fe^{3+}O(Fe^{2+}OH)_{-1}$ may also have an influence on the deprotonization of tourmaline as suggested by

the Mössbauer spectroscopy data; 9.6 % of Fe in the TB2 sample is trivalent and 2.8 % of Fe has a dislocated electron, Fe is in transition state as $Fe^{2+/3+}$.

Minor and accessory minerals in the tourmaline-rich rocks from Bacúch are represented by the feldspar, mica, chlorite, Ti and Fe-Ti oxides (rutile, ilmenite), zircon, and monazite. Feldspar has the composition of almost pure albite (X_{An} < 0.01). Muscovite is enriched in celadonite component. Cerium is the most abundant REE in monazite; La and Nd have a lower content. The increase of Th in monazite suggests brabantite ($CaTh(REE)_{-2}$), and huttonite ($ThSi(REEP)_{-1}$) substitution. Zircon has no chemical zoning and low Hf content. However, it is enriched in HREE and Y owing xenotime substitution, $HREEP(ZrSi)_{-1}$.

The origin of tourmaline-rich rocks from the localities Bacúch and Beňuš may be connected with volcanic products and submarine sedimentary rocks of Permian to Triassic age, which were likely enriched in B. Boron was likely remobilized during the Alpine-age metamorphic event. The tourmaline from Bacúch has the composition typical for tourmalinites associated with the volcano--sedimentary deposits (e.g. Hellingwerf et al., 1994; Deb et al., 1997; Frietsch et al., 1997), which are usually enriched in Mg (Slack, 1996). The content of Ca and the proportion of *X*-site vacancies suggest the low to medium metamorphic grade, but the tourmalinites in the volcano--sedimentary deposits are formed at the temperature up to 350 °C (Jiang et al., 1999). It supports the hypothesis of the metamorphic remobilization of originally B-rich volcano-sedimentary rocks. Moreover, albite and muscovite coexisting with tourmaline have the composition, which is typical for the metamorphic origin of tourmalines.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 445 – 456
ISSN 0369-2086

Turmalín (magneziofoitit a dravit) v kremennej žile pri Limbachu (Malé Karpaty)

PAVEL UHER[1], PETER BAČÍK[2] a DANIEL OZDÍN[3]

[1]Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra ložiskovej geológie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; puher@fns.uniba.sk
[2]Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, SOLIPHA, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[3]Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

Tourmaline (magnesiofoitite and dravite) in quartz vein near Limbach, Malé Karpaty Mts. (Slovakia)

Tourmaline of magnesiofoitite and dravite composition was identified by the EMPA and XRD analyses in quartz vein (or lens) in the Lower Paleozoic paragneisses of the Pezinok Group in the vicinity of Hercynian S-type granites near Limbach (the Malé Karpaty Mts., SW Slovakia). The dominant quartz associates with the tourmaline, albite, muscovite and chlorite (clinochlore). The tourmaline forms radial aggregates of acicular, up to 1 cm long dark brown to greyish-black crystals. The powder X-ray study of the tourmaline gave values of the lattice parameters between magnesiofoitite and dravite (in Å): a = 15.9387(5), c = 7.1636(4), V = 1576.0(1). The crystals usually exhibit distinct internal optical and chemical zoning with magnesiofoite-foitite centre and dravite-schorl rim. The magnesiofoitite centres display uniform composition with moderate *X*-site vacancy (0.55 – 0.59), Mg/(Mg + Fe) = 0.59 – 0.61 and low Ti and Ca (≤0.05 *apfu*). The dravite overgrowths show lower *X*-site vacancy (0.32 – 0.39), slightly higher Mg/(Mg + Fe) ratio (0.64), and elevated contents of Ti (0.08 – 0.09 *apfu*) and Ca (0.11 – 0.12 *apfu*). The dominant substitution mechanisms include $\square AlNa_{-1}Mg_{-1}$ in magnesiofoitite, $CaTiO_2Na_{-1}Al_{-1}(OH)_{-2}$, and $CaMgNa_{-1}Al_{-1}$ in dravite. Moreover, the lattice parameters indicate moderate Mg-Fe and Al disorder between *Z*- and *Y*-site position of tourmaline and the presence of $^{Z}(Mg,Fe)^{Y}(Fe,Mg)_{-1}$ as well as $^{Z}Al^{Y}(Mg,Fe)^{Y}Al^{Z}(Mg,Fe)_{-1}$ substitutions, whereas $^{Y}Fe^{Y}Mg_{-1}$ substitution does not show any significant correlation. The tourmaline-bearing assemblage shows some analogy with the Alpine-vein type and it probably formed in the metamorphic-hydrothermal fluid regime type under the prograde *P-T* conditions. The source of boron is probably connected with the neighbouring metapelites or S-type granites.

Key words: magnesiofoitite, dravite, tourmaline, quartz vein, Limbach, the Malé Karpaty Mts., Slovak Republic

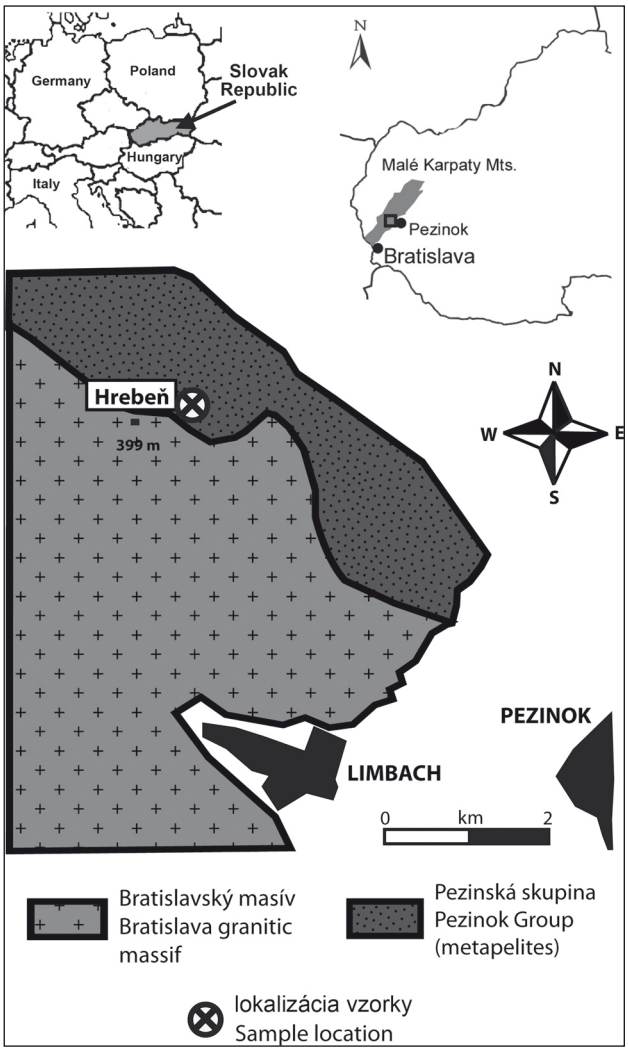
Úvod

Minerály turmalínovej skupiny sú najrozšírenejšie fázy bóru v zemskej litosfére. V dôsledku relatívne nízkeho klarku B v litosfére, ako aj vrchnej časti kontinentálnej kôry (okolo 10 ppm) sa však minerály B a turmalínovej skupiny vyskytujú síce v najrôznejších horninových prostrediach, ale obvykle len v nízkej koncentrácii. Najrozšírenejšie turmalíny v prírode sú členy izomorfného radu skoryl – dravit, ostatné členy skupiny sa viažu na špecifické horninové prostredie (napr. granity, granitové pegmatity, vulkanické horniny, metapelity, metakarbonáty, metaevapority). Len nedávno boli v prírode definované aj turmalíny s deficitom v štruktúrnej pozícii *X*, ktoré obyčajne obsadzujú alkálie (Na, menej často Ca) – foitit a magneziofoitit (MacDonald et al., 1993; Hawthorne et al., 1999). Magneziofoitit $\square(Mg_2Al)Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3(OH)$ bol opísaný len z niekoľkých svetových lokalít v podobe samostatných kryštálov alebo len zón v rámci zonálnych kryštálov s dravitovo-skorylovým, resp. foititovým zložením (napr. Hawthorne et al., 1999; Žáček a Vrána, 1999; Medaris et al., 2003; Baksheev a Kundryavtseva, 2004; Rosenberg a Foit, 2006).

Cieľom nášho príspevku je základná mineralogická charakteristika a náčrt genézy prvého výskytu kremennej žily s turmalínom s magneziofoititovým a dravitovým zložením v kryštaliniku Malých Karpát.

Geologická charakteristika

Skúmaná lokalita sa nachádza v spodnopaleozoických pararulách pezinskej skupiny pezinsko-perneckého kryštalinického komplexu v blízkosti intruzívneho kontaktu bratislavského granitového masívu v tatrickej superjednotke Malých Karpát (centrálne Západné Karpaty). Bratislavský masív tvoria hercýnske peraluminózne granitoidy typu S, najmä biotitické až muskoviticko-biotitické granodiority,



Obr. 1. Geologická mapa okolia výskytu turmalínov pri Limbachu (Maheľ a Cambel, 1972; upravené).

Fig. 1. Geological sketch map of the tourmaline occurrence surrounding area near Limbach village (according to Maheľ and Cambel, 1972; modified).

monzogranity až leukokratné syenogranity s bohatým výskytom pegmatitov a aplitov (Cambel a Vilinovič, 1987; Petrík et al., 2001). Pezinská skupina tvorená najmä metapelitmi až metapsamitmi reprezentuje pôvodne pasívny kontinentálny okraj (Ivan et al., 2001; Putiš et al., 2004). Pôvodne sedimentárne horniny pezinskej skupiny boli regionálne metamorfované pravdepodobne počas vrchného devónu v podmienkach fácie zelených bridlíc (Korikovsky et al., 1984; Cambel et al., 1990). Vplyvom intrúzie bratislavského masívu bola pezinská skupina termálne metamorfovaná po staurolitovo-sillimanitovú zónu amfibolitovej fácie (Korikovsky et al., 1984). Alpínske tektonometamorfné procesy počas kriedy viedli k metamorfóze veľmi nízkeho stupňa v rámci kryštalinika a mezozoických obalových sekvencií obalu tatrika a okolitých jednotiek (Korikovsky et al., 1997).

Metodika

Bodové elektrónové mikroanalýzy (EMPA) turmalínu a muskovitu vo výbruse boli vyhotovené vo vlnovo-disperznom móde (WDS) na prístroji CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave za týchto podmienok: urýchľovacie napätie 15 kV, vzorkový prúd 20 nA, priemer elektrónového lúča 5 – 10 μm. Pri meraní sa použili tieto štandardy: wollastonit (Si Kα, Ca Kα), TiO_2 (Ti Kα), Al_2O_3 (Al Kα), Cr (Cr Kα), fayalit (Fe Kα), rodonit (Mn Kα), Ni (Ni Kα), forsterit (Mg Kα), albit (Na Kα), ortoklas (K Kα), LiF (F Kα) a NaCl (Cl Kα). Analýzy sa normalizovali korekciou PAP.

Analýzy turmalínu sa prepočítali na 31 aniónov O + OH (27 O + 4 OH) a 3 atómy B pri zachovanej neutrálnej nábojovej bilancii, pričom obsah Li bol zanedbaný a všetko Fe sa počítalo ako Fe^{2+}. Analýzy muskovitu sa prepočítali na 11 aniónov, všetko Fe sa počítalo ako Fe^{2+}.

Obrázky v spätne rozptýlených elektrónoch sa vyhotovili pri urýchľovacom napätí 15 kV a vzorkovom prúde 20 až 80 nA na prístroji CAMECA SX 100 (ŠGÚDŠ Bratislava). Na zvýraznenie chemickej zonálnosti turmalínov sa obrázky v spätne rozptýlených elektrónoch farebne upravovali.

Prášková rtg. difrakčná analýza sa vykonala v Laboratóriu rtg. difrakcie VVCE SOLIPHA (PriF UK v Bratislave) na prístroji BRUKER D8 Advance v geometrii Bragg-Brentano (konfigurácia Theta-2Theta) s Cu antikatódou ($\lambda\alpha_1$ = 1,540 60 Å), Ni *Kβ* filtrami a detektorom LynxEye pri napätí 40 kV a prúde 40 mA. Krok zaznamenávania intenzity bol 0,01° 2Θ pri čase 5 s, meraný rozsah záznamu 4 – 65° 2Θ. Difrakčné záznamy sa spracovali pomocou programu Diffrac^{plus} EVA (Bruker, 2008). Mriežkové parametre turmalínu a albitu sa vypočítali pomocou programu UnitCell (Holland a Redfern, 1997).

Výsledky

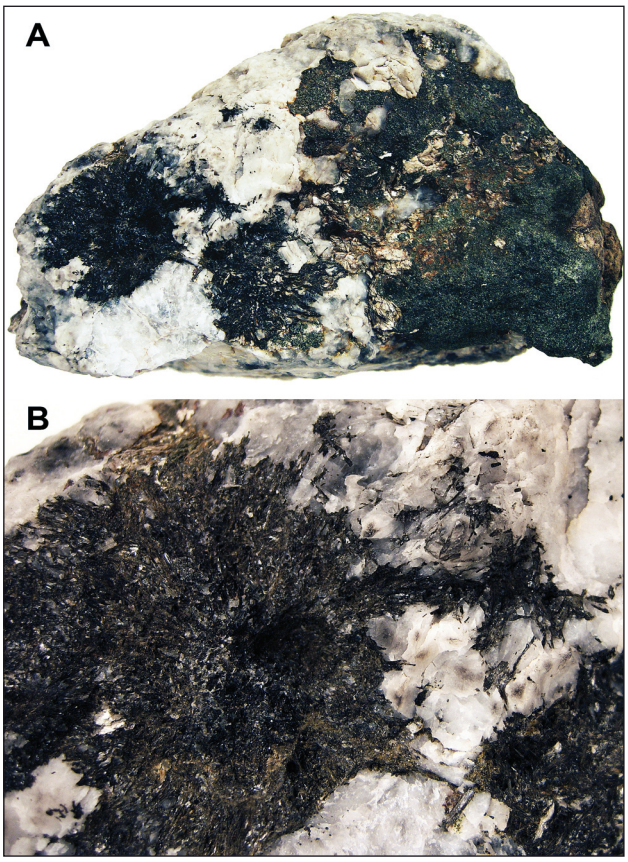
Lokalizácia a petrografická charakteristika vzorky

Turmalínová mineralizácia sa zistila vo vzorke kremenného balvana s rozmermi približne 20 x 14 x 12 cm, nájdeného vo svahovej sutine v oblasti Slnečného údolia (doliny Limbašského potoka) v Malých Karpatoch. Geografická pozícia GPS miesta nálezu je takáto: N 48° 18,99` a E 17° 12,66`, lokalita je situovaná 520 m vsv. od kóty Hrebeň (458,0 m n. m.) približne 3 km ssz. od obce Limbach (obr. 1). V oblasti nálezu sú početné výskyty celistvého kremeňa, ktoré selektívne vyvetrávajú v podobe žíl, resp. šošoviek alpského typu z okolitých biotitických svorových rúl až pararúl s granátom a staurolitom. Okrem týchto čisto kremenných žíl, lokálne s albitom, muskovitom a chloritom, sú tu aj početné apofýzy leukokratných aplitických granitov a žily granitových pegmatitov s hojným kremeňom, draselným živcom, albitom a hrubokryštalickým muskovitom. Približne 200 – 300 m južne od pruhu pararúl je situované hlavné teleso bratislavského granitového masívu v intruzívnej pozícii vo vzťahu k metamorfovaným horninám (obr. 1).

Charakteristika turmalínu

Turmalín sa vo vzorke LIM-1T vyskytuje v asociácii s dominantným celistvým kremeňom, chloritom, muskovitom a albitom (obr. 2A). Vytvára radiálne agregáty (turmalínové slnká) s priemerom 3 – 4 cm pozostávajúce z dlhoprizmatických kryštálov s dĺžkou obvykle 2 – 10 mm a hrúbkou maximálne 1 mm (obr. 2B). Farba turmalínu je tmavohnedá až sivočierna. Tenšie kryštály turmalínu (hrúbka 30 – 70 μm) sú chemicky nezonálne, kým bežnejšie hrubšie kryštály (100 – 200 μm) majú rastovú chemickú zonálnosť s rozlíšiteľným jadrom a okrajovou zónou (obr. 3). V optickom polarizačnom mikroskope pri rovnobežných nikoloch sú jadrá kryštálov turmalínu bezfarebné, niekedy so svetlozeleným nádychom, okrajové zóny majú svetlohnedú farbu so slabým pleochroizmom. Tenšie nezonálne kryštály a jadrá hrubších kryštálov svojím zložením zodpovedajú magneziofoititu – turmalínu s prevahou vakancií v pozícii *X* ($^{X}\square$ = 0,51 – 0,59 *apfu*) a deficitom Na (0,37 – 0,43 *apfu*) a Ca (0,03 – 0,06 *apfu*), ako aj prevahou Mg > Fe (tab. 1, obr. 4, 5). Okrajové zóny kryštálov zodpovedajú alkalickému turmalínu s dravitovým zložením, ktorý je bohatší o Na (0,51 až 0,62 *apfu*) aj Ca (0,09 – 0,15 *apfu*) (tab. 1, obr. 4, 5). Obsah Al pozitívne koreluje s obsahom vakancií v pozícii *X*, pričom turmalín sleduje trend magneziofoitit – dravit (obr. 6A). Tento trend signalizuje vplyv magneziofoititovej substitúcie $\square Al(NaMg)_{-1}$ (obr. 6B). Z nízkej korelácie substitúcie $FeMg_{-1}$ (obr. 6C) vyplýva, že táto substitúcia nemá výraznejší vplyv na obsah Fe a Mg, ktorý sa v jadre ani v okraji výraznejšie nemení, s výnimkou poslednej analýzy okrajovej zóny (LIM-1T12), ktorá má vyššiu koncentráciu Fe na úkor Al a možná je prítomnosť substitúcie $Fe^{3+}Al_{-1}$ (tab. 1). Možno konštatovať pozitívnu koreláciu obsahu Ca a Ti medzi jadrom s nízkym obsahom a okrajom kryštálov so zvýšeným obsahom oboch katiónov (tab. 1). Spoločný vstup Ca a Ti je pravdepodobne kompenzovaný vstupom aniónu O^{2-} namiesto $(OH)^{-}$ v pozícii *V* alebo *W* podľa substitúcie $CaTiO_2Na_{-1}Al_{-1}(OH)_{-2}$ (obr. 6D). Zvýšený obsah Ca v dravite môže byť kompenzovaný aj substitúciou $CaMgNa_{-1}Al_{-1}$ (obr. 6E). Obsah ostatných meraných katiónov (Cr, Mn, Ni, Zn, K), ako aj aniónov (F, Cl) je veľmi nízky, resp. nižší ako medza detekcie elektrónovej mikrosondy (tab. 1).

Vypočítané mriežkové parametre študovaného turmalínu na základe práškového rtg. difrakčného záznamu s hodnotami *a* = 15,938 7(5) Å, *c* = 7,163 6(4) Å a V = 1 576,04(10) Å^3 (tab. 2, 3) a na základe porovnania s publikovanými údajmi zodpovedajú prechodnému zloženiu medzi dravitom a magneziofoititom. Získané a publikované mriežkové parametre vykazujú závislosť od obsahu jednotlivých katiónov. Pri stúpajúcom obsahu Fe stúpa mriežkový parameter *a* a zároveň klesá parameter *c*, pri zvyšujúcom sa podiele vakancií a Al sa oba parametre zmenšujú (obr. 7A). Turmalín z Limbachu má mriežkové parametre typické pre vysoko vakantné turmalíny. Jeho excentrickú pozíciu oproti dravitu a magneziofoititu spôsobuje pravdepodobne zvýšený obsah Fe, prípadne aj Ca a Ti. Korelácia obsahu Fe a mriežkového parametra *a* dokazuje, že parameter *a* je priamo úmerný obsahu Fe (obr. 7B). Naopak, foititový/magneziofoititový komponent

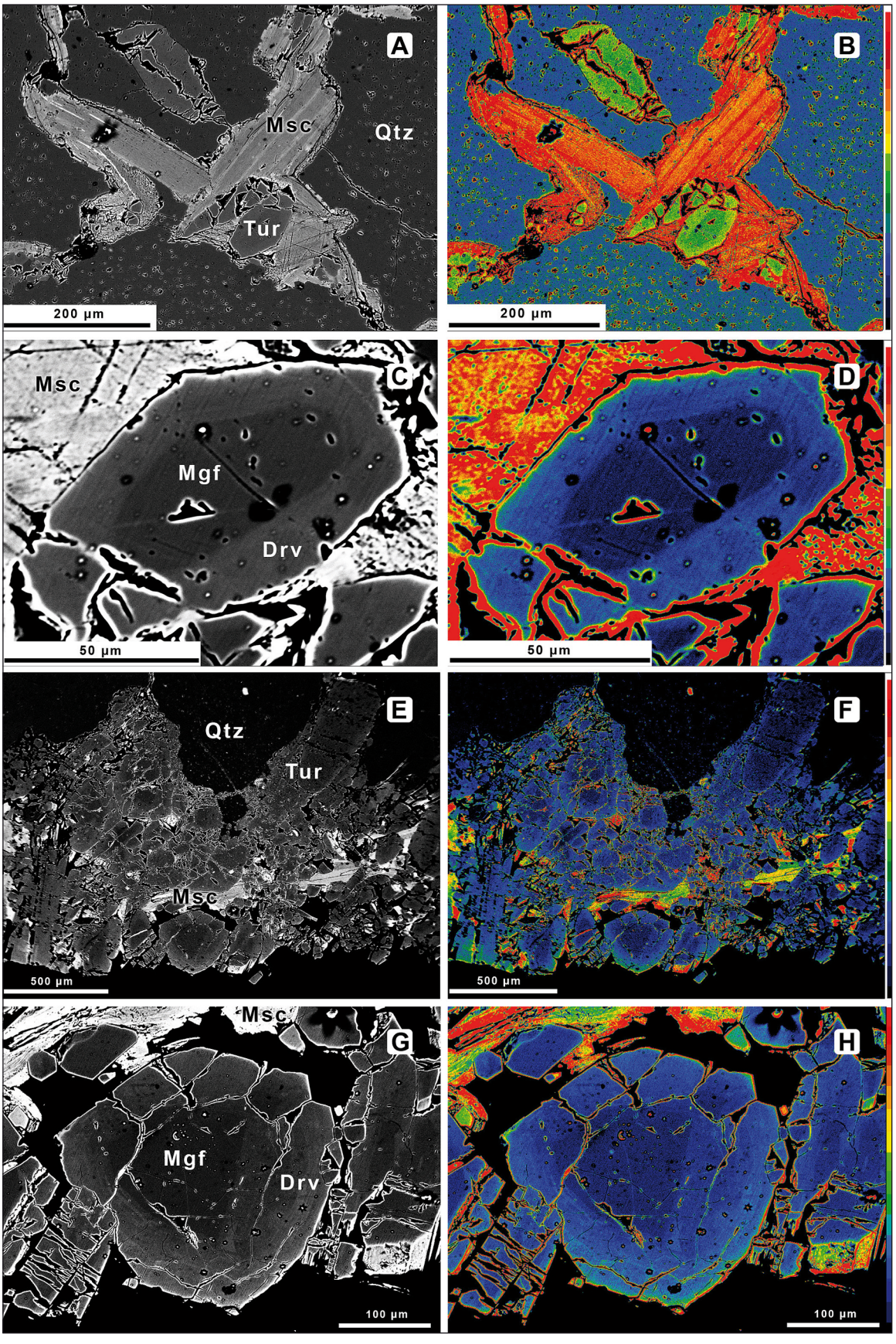


Obr. 2. Vzorka žily alpského typu s turmalínom z Limbachu: A – turmalín (čierny), kremeň (biely), muskovit (drobné kryštály v strede), klinochlór (sivozelený) a albit (béžový, pravá časť) na žile alpského typu z Limbachu, veľkosť vzorky asi 20 x 11 cm; B – agregáty sivočiernych prizmatických kryštálov turmalínu (magneziofoitit a dravit) v kremeni (biely) z lokality Limbach. Veľkosť vyobrazenej časti vzorky 5,5 x 4,3 cm.

Fig. 2. The sample of the Alpine-type vein with tourmaline from Limbach: A – part of the Alpine-type vein with tourmaline (black), quartz (white), muscovite (small crystals in the middle), clinochlore (greyish-green) and albite (beige, right part), size of the specimen is 20 x 11 cm; B – greyish-black aggregates of prismatic tourmaline (magnesiofoitite, dravite) crystals in milky quartz from Limbach. Image size is 5.5 x 4.3 cm.

$^{X}\square$Al a parameter *a* majú negatívnu koreláciu, pričom turmalín z Limbachu sleduje trend dravit – magneziofoitit, s miernym posunom k línii skoryl – foitit (obr. 7C).

Hodnoty štruktúrnych parametrov *a* a *c* umožnili vypočítať priemerné hodnoty dĺžky väzieb medzi katiónmi a kyslíkom v oktaédrických pozíciách *Z* a *Y* (<*Z* – O>, <*Y* – O>), ktoré sú funkciou miery obsadenia pozícií *Z* a *Y* katiónmi Mg^{2+}, Fe^{2+} a Al^{3+} (Bosi a Lucchesi, 2004; Bosi, 2008). Na základe vypočítaných hodnôt možno v limbašskom turmalíne odhadnúť priemerné množstvo ^{Z}Mg na 0,46 *apfu*, ^{Z}Al na 5,41 *apfu* a ^{Y}Al na 1,17 *apfu* (tab. 4). Ak sa prvé dve hodnoty (^{Z}Mg a ^{Z}Al) dosadia do priemerného zloženia magneziofoititu a dravitu (vypočítaného z EMPA), pri dopočítaní hodnôt V, Cr a časti Fe do plne zaplnenej pozície *Z* (6,00 *apfu*) možno dostať zloženie s určitým priblížením k štruktúrnemu vzorcu magneziofoititu a dravitu


A
Msc
Qtz
Tur
200 µm
B
200 µm
Msc
C
Mgf
Drv
50 µm
D
50 µm
Qtz
E
Tur
Msc
500 µm
F
500 µm
Msc
G
Mgf
Drv
100 µm
H
100 µm

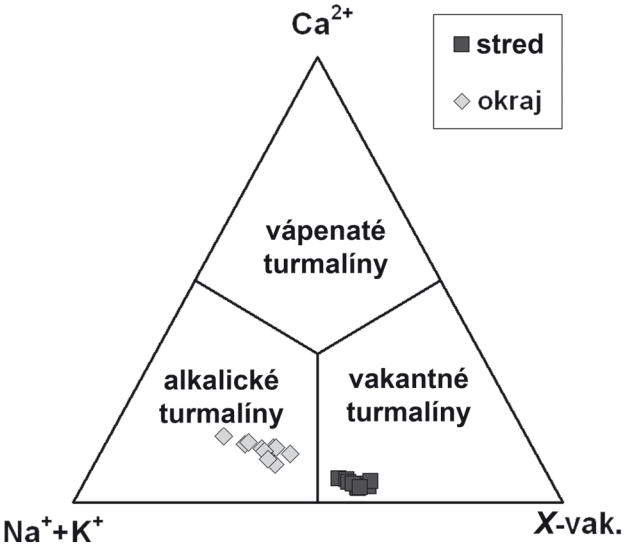
Tab. 1
Reprezentatívne analýzy magneziofoititu a dravitu z Limbachu (oxidy v hm. %)
Representative compositions of magnesiofoitite and dravite from Limbach (oxides in wt.%)

Minerál/Mineral	Magneziofoitit-foitit		Magnesiofoitite-Foitite		Dravit-skoryl	Dravite-Schorl	
Pozícia/Position	stred kryštálu		crystal center		okraj kryštálu	crystal rim	
Analýza č./Anal. #	LIM-1T6	LIM-1T7	LIM-1T9	LIM-1T10	LIM-1T4	LIM-1T5	LIM-1T12
SiO_2	37,59	37,16	37,28	37,65	36,84	37,11	36,51
TiO_2	0,39	0,25	0,13	0,10	0,59	0,86	1,55
B_2O_3	10,83	10,68	10,75	10,85	10,75	10,70	10,54
Al_2O_3	34,87	34,39	34,93	35,42	34,07	32,54	30,57
V_2O_3	0,12	0,09	0,08	0,09	0,07	0,15	0,22
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
FeO	6,20	6,38	6,63	6,43	6,37	6,73	8,05
MnO	0,04	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,04
NiO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,03	0,00	0,04	0,03	0,00	0,03	0,00
MgO	5,41	5,39	5,28	5,32	6,01	6,32	6,26
CaO	0,32	0,30	0,24	0,19	0,57	0,75	0,84
Na_2O	1,38	1,31	1,29	1,27	1,75	1,85	1,92
H_2O	3,73	3,69	3,71	3,74	3,71	3,69	3,64
Suma/Total	100,98	99,64	100,42	101,13	100,73	100,73	100,17
	Vzorce normalizované na 31 (O, OH) a 3 atómy B Formulae based on 31 (O, OH) and 3 B atoms						
Si	6,035	6,047	6,025	6,030	5,959	6,026	6,021
Al *T*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,041	0,000	0,000
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti	0,047	0,031	0,016	0,012	0,072	0,105	0,192
Al *Z* + *Y*	6,598	6,595	6,653	6,686	6,454	6,227	5,942
V	0,015	0,012	0,010	0,012	0,009	0,020	0,029
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Fe	0,832	0,868	0,896	0,861	0,862	0,914	1,110
Mn	0,005	0,000	0,008	0,005	0,000	0,000	0,006
Ni	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,004	0,000	0,005	0,004	0,000	0,004	0,000
Mg	1,295	1,308	1,272	1,270	1,449	1,530	1,539
Suma/Sum *Z* + *Y*	8,805	8,814	8,860	8,850	8,846	8,800	8,822
Ca	0,055	0,052	0,042	0,033	0,099	0,130	0,148
Na	0,430	0,413	0,404	0,394	0,549	0,582	0,614
Suma/Sum X	0,485	0,465	0,446	0,427	0,648	0,712	0,762
$^{X}\square$	0,515	0,535	0,554	0,573	0,352	0,288	0,238
Suma kat./Sum cat.	18,325	18,326	18,331	18,307	18,453	18,538	18,605
Mg/(Mg + Fe)	0,609	0,601	0,587	0,596	0,627	0,626	0,581

(tab. 4). Relatívne dobrá zhoda priemerného sumárneho obsahu Al v pozíciách *Z* + *Y* (^{ZY}Al) vypočítaná z údajov EMPA (6,62 a 6,36 *apfu*) a z mriežkových parametrov *a* – *c* (6,58 *apfu*) umožňuje uvedený spôsob výpočtu štruktúrneho vzorca považovať za korektný. Určité rozdiely hodnôt ^{ZY}Al, resp. ^{Y}Al, vypočítaných na základe údajov EMPA a XRD (0,04 *apfu* pre magneziofoitit, resp. 0,22 *apfu* pre dravit) sú zrejme dôsledkom nižšej korelácie medzi <*Y* – O> a ^{Y}Al (Bosi a Lucchesi, 2004), vplyvu ostatných katiónov na štruktúrne parametre, ako aj chemickej nehomogenity turmalínu z Limbachu. Napriek tomu aj v takto prepočítaných priemerných štruktúrnych vzorcoch mierne prevláda Mg nad Fe v pozícii *Y*; ^{Y}[Mg/(Mg + Fe)] = 0,53, resp. 0,57 (tab. 4), takže turmalín z Limbachu možno na základe zloženia klasifikovať ako magneziofoitit (centrálne časti), resp. dravit (okrajové časti).

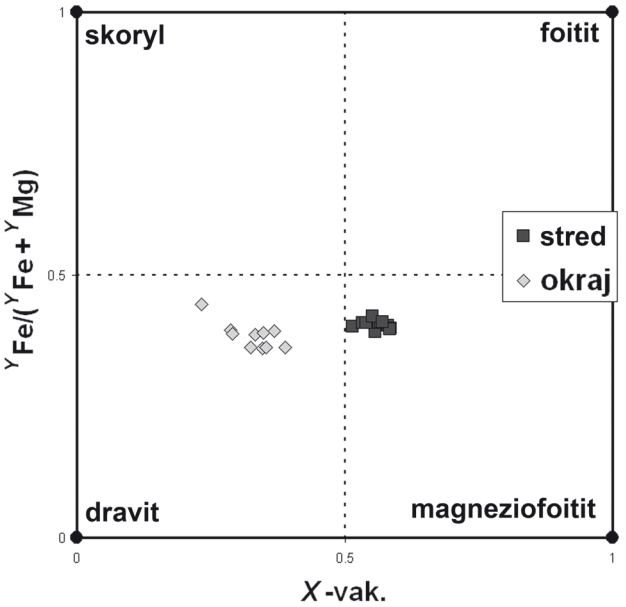
Obr. 3. Snímky turmalínu z Limbachu v spätne rozptýlených elektrónoch (BSE) v čierno-bielej a farebnej škále: A, B – turmalín (Tur) v asociácii s muskovitom (Msc) a kremeňom (Qtz); C, D – detail kryštálu turmalínu s jadrom so zložením magneziofoititu (Mgf) a dravitovým (Drv) okrajom; E, F – agregát kryštálov turmalínu; G, H – detail kryštálu turmalínu.

Fig. 3. Back-scattered electrons (BSE) black-and-white and colour images of tourmalines from Limbach: A, B – tourmaline (Tur) in association with muscovite (Msc) and quartz (Qtz); C, D – detail of the tourmaline crystal with the magnesiofoitite centre (Mgf) and dravite (Drv) rim; E, F – aggregate of tourmaline crystals; G, H – detail of the tourmaline crystal.



Obr. 4. Ternárny klasifikačný diagram ^{X}Ca – ^{X}(Na + K) – ^{X}□ (Hawthorne a Henry, 1999).

Fig. 4. Ternary classification ^{X}Ca – ^{X}(Na + K) – ^{X}□ plot (Hawthorne and Henry, 1999).



Obr. 5. Klasifikačný diagram ^{X}□ vs. ^{Y}Fe/(^{Y}Fe + ^{Y}Mg).

Fig. 5. Classification ^{X}□ vs. ^{Y}Fe/(^{Y}Fe + ^{Y}Mg) plot.

Tab. 2
Práškový rtg. difrakčný záznam turmalínu z Limbachu
Powder XRD pattern of tourmaline from Limbach

h	k	l	d_{obs}	I	$d_{calc.*}$	$I_{calc.*}$
1	0	1	6,355 67	65	6,366	60
0	2	1	4,971 24	47	4,984	30
3	0	0	4,599 22	33	4,602	10
2	1	1	4,217 04	64	4,211	90
2	2	0	3,984 49	100	3,969	100
0	1	2	3,466 92	85	3,47	60
4	1	0	3,012 32	35		
1	2	2	2,953 03	80	2,949	70
3	2	1	2,896 43	30		
0	5	1	2,576 03	100	2,567	100
2	3	2	2,372 55	29		
5	1	1	2,342 42	28	2,341	20
5	0	2	2,186 13	22		
4	3	1	2,163 78	22		
2	2	3	2,048 88	23		
1	5	2	2,038 27	43	2,037	50
1	6	1	2,019 91	18		
4	4	0	1,991 12	27		
3	4	2	1,917 19	30	1,913	40
2	7	1	1,641 21	20	1,657	20
5	5	0	1,594 63	23	1,587	30

* – záznam podľa: Hawthorne et al., 1999/record after: Hawthorne et al., 1999

Asociujúce minerály

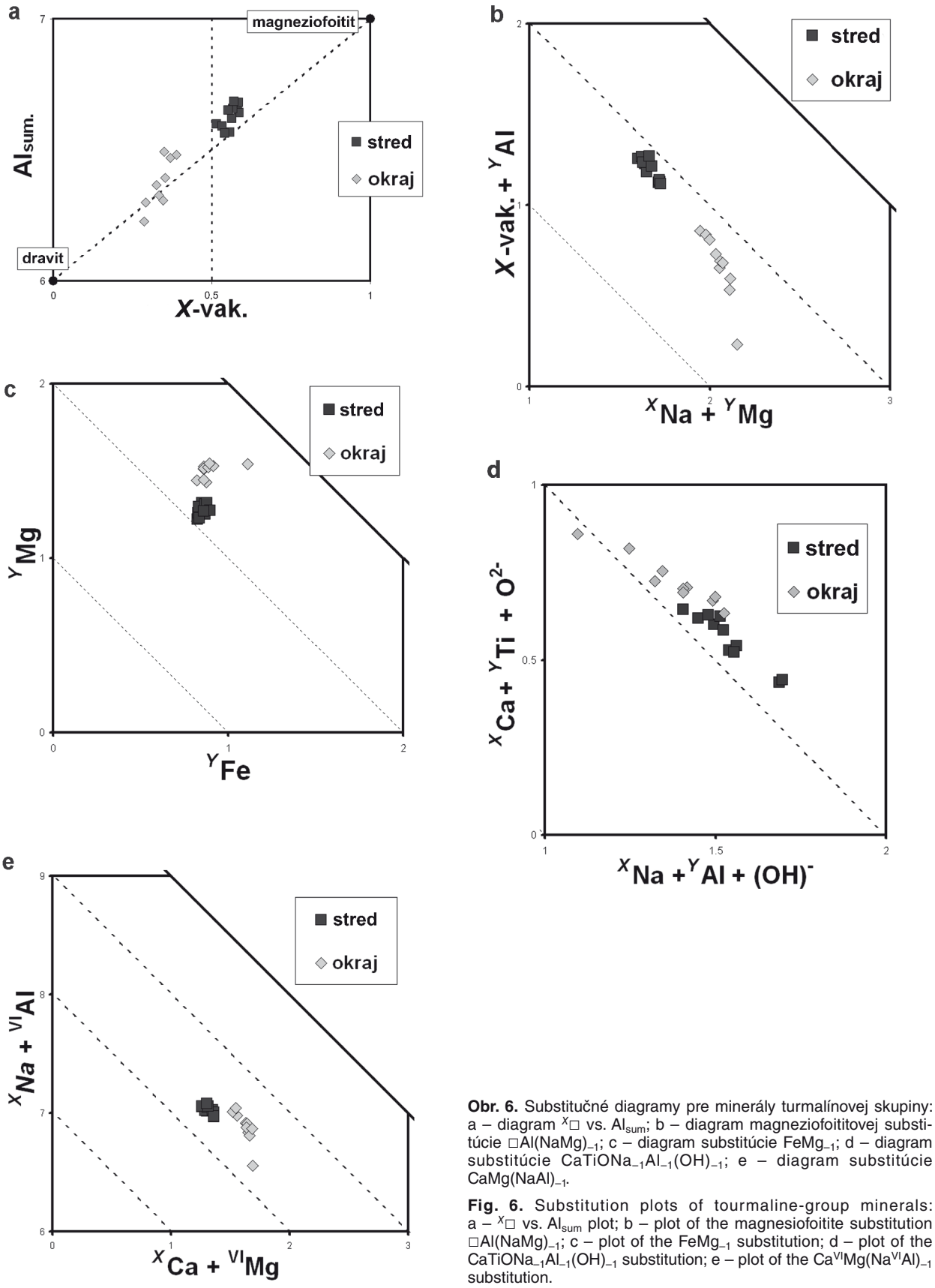
Výrazne dominantný minerál študovanej paragenézy je masívny kremeň bielej až sivej farby. Ojedinele sa v ňom našla dutina s idiomorfne obmedzenými prizmatickými plochami kremeňa dlhými asi 1,5 cm.

Albit tvorí sivobiele celistvé agregáty krémovobielej farby veľké až 7 cm, pričom navzájom prerastá s chloritom, kremeňom a muskovitom. Netvorí priamy kontakt s turmalínom. Albit bol identifikovaný pomocou rtg. difrakcie. Jeho mriežkové parametre a = 8,145 1(4) Å, b = 12,795 0(9) Å, c = 7,165 2(2) Å, α = 94,242 (4)°, β = 116,653 (4)°, γ = 87,737 (7)°, V = 665,54(5) Å^3 sú v zhode s mriežkovými parametrami chemicky a štruktúrne ideálneho albitu (záznam PDF-4 č. 00-009-0466).

Chlorit vytvára jemnokryštalické šupinkovité agregáty veľké až 7 cm, ktoré pozostávajú z drobných (< 1 mm) tmavozelených tenkotabuľkovitých kryštálov. Energiovo-disperzné spektrum chloritu poukazuje na silnú dominanciu Mg > Fe. Potvrdzuje to aj práškový rtg. difrakčný záznam, ktorý najlepšie zodpovedá klinochlóru.

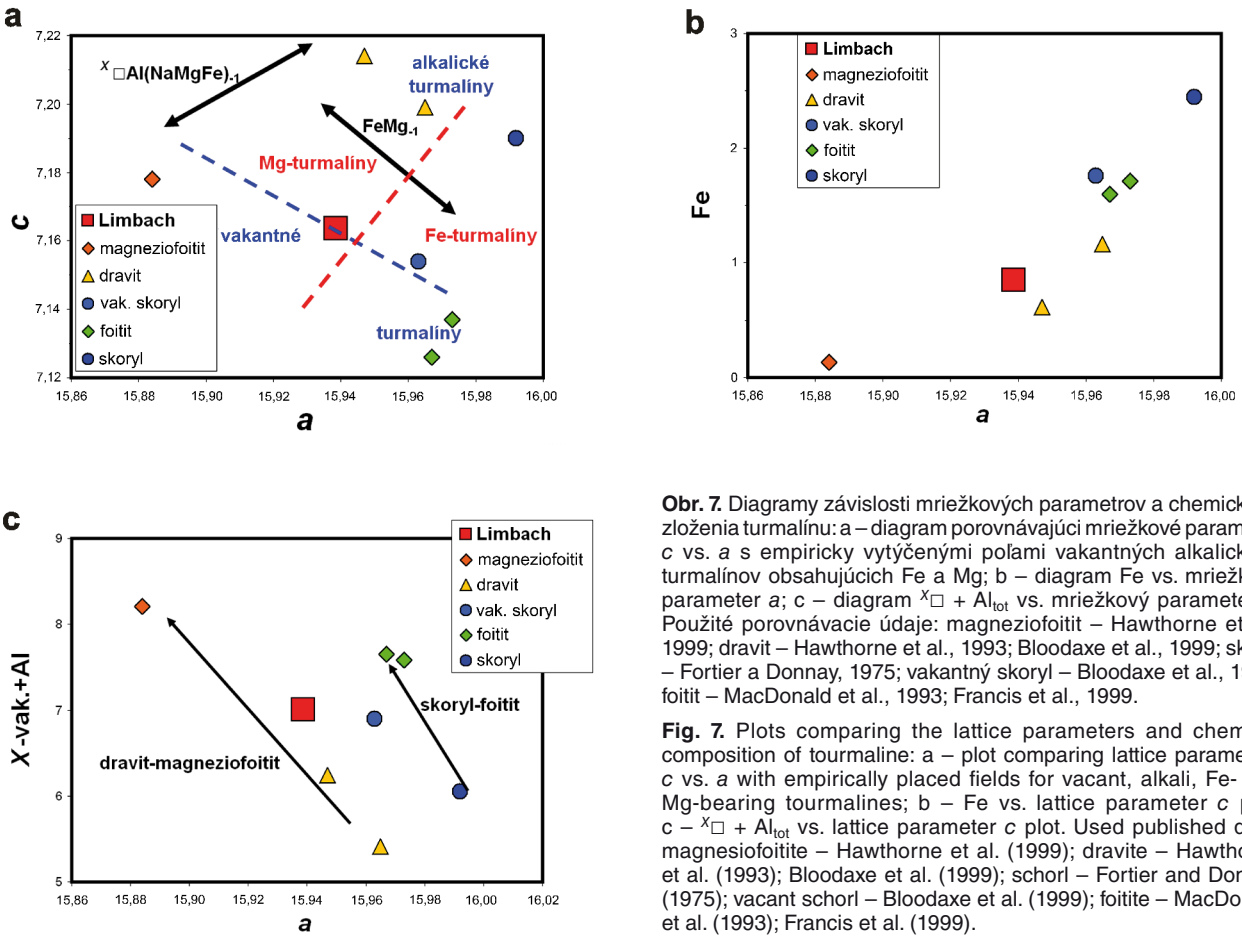
Tab. 3
Porovnanie mriežkových parametrov turmalínu z Limbachu s publikovanými mriežkovými parametrami dravitu a magneziofoititu
Comparison of lattice parameters of tourmaline from Limbach and published data

		a (Å)	*c* (Å)	V (Å^3)
Dravit/magneziofoitit	Limbach	15,938 7(5)	7,163 6(4)	1 576,04(1 0)
Dravit	Hawthorne et al., 1993	15,947 (2)	7,214 (1)	1 589,0(6)
Magneziofoitit	Hawthorne et al., 1999	15,884 (4)	7,178 (3)	1 568,0(6)



Obr. 6. Substitučné diagramy pre minerály turmalínovej skupiny: a – diagram $^{X}\square$ vs. Al_{sum}; b – diagram magneziofoititovej substitúcie $\square Al(NaMg)_{-1}$; c – diagram substitúcie $FeMg_{-1}$; d – diagram substitúcie $CaTiONa_{-1}Al_{-1}(OH)_{-1}$; e – diagram substitúcie $CaMg(NaAl)_{-1}$.

Fig. 6. Substitution plots of tourmaline-group minerals: a – $^{X}\square$ vs. Al_{sum} plot; b – plot of the magnesiofoitite substitution $\square Al(NaMg)_{-1}$; c – plot of the $FeMg_{-1}$ substitution; d – plot of the $CaTiONa_{-1}Al_{-1}(OH)_{-1}$ substitution; e – plot of the $Ca^{VI}Mg(Na^{VI}Al)_{-1}$ substitution.



Obr. 7. Diagramy závislosti mriežkových parametrov a chemického zloženia turmalínu: a – diagram porovnávajúci mriežkové parametre *c* vs. *a* s empiricky vytýčenými poľami vakantných alkalických turmalínov obsahujúcich Fe a Mg; b – diagram Fe vs. mriežkový parameter *a*; c – diagram $^{X}\square$ + Al$_{tot}$ vs. mriežkový parameter *a*. Použité porovnávacie údaje: magneziofoitit – Hawthorne et al., 1999; dravit – Hawthorne et al., 1993; Bloodaxe et al., 1999; skoryl – Fortier a Donnay, 1975; vakantný skoryl – Bloodaxe et al., 1999; foitit – MacDonald et al., 1993; Francis et al., 1999.

Fig. 7. Plots comparing the lattice parameters and chemical composition of tourmaline: a – plot comparing lattice parameters *c* vs. *a* with empirically placed fields for vacant, alkali, Fe- and Mg-bearing tourmalines; b – Fe vs. lattice parameter *c* plot; c – $^{X}\square$ + Al$_{tot}$ vs. lattice parameter *c* plot. Used published data: magnesiofoitite – Hawthorne et al. (1999); dravite – Hawthorne et al. (1993); Bloodaxe et al. (1999); schorl – Fortier and Donnay (1975); vacant schorl – Bloodaxe et al. (1999); foitite – MacDonald et al. (1993); Francis et al. (1999).

Muskovit vytvára typické tenkolupeňovité kryštály (do 7 mm), ktoré navzájom prerastajú s klinochlórom. Agregáty muskovitu obrastajú turmalín a muskovit tiež tvorí žilky v kremeni a turmalíne. Priemerný kryštalochemický vzorec muskovitu na základe orientačných elektrónových mikroanalýz je $(K_{0.76}Na_{0.16})(Al_{1.90}Fe^{2+}{}_{0.04}Mg_{0.06})\square_{1.00}(Si_{3.10}Al_{0.90})O_{10}(OH)_2$, čo zodpovedá relatívne čistému muskovitu s mierne zvýšeným obsahom paragonitovej zložky.

Diskusia

Výpočet kryštalochemických vzorcov

Pri analýze minerálov turmalínovej skupiny pomocou EMPA v dôsledku nestanovenia ľahkých prvkov (H, Li, B, O), ako aj valentného stavu Fe dochádza pri akomkoľvek prepočte kryštalochemického vzorca k určitej idealizácii ich skutočného zloženia. Najčastejšími spôsobmi prepočtu turmalínov chudobných na Li, ktoré sa v súčasnosti používajú, je prepočet na 31 aniónov (napr. Dyar et al., 1998; Bloodaxe et al., 1999; Bosi a Lucchesi, 2004; Bosi, 2008) alebo prepočet na sumu 15 katiónov v pozícii *T* + *Z* + *Y* (napr. Dutrow et al., 1999; Henry et al., 2008). Prepočet na 15 katiónov má síce výhodu v možnosti prepočtu OH a O v pozíciách *V* a *W*, no vo viacerých prípadoch nerealisticky zvyšuje obsah Si (viac ako 6,05 *apfu*). Preto sme použili prepočet na 31 aniónov, ktorý v študovaných turmalínoch na jednej strane znížil hodnoty Si (mierne zvýšené zrejme v dôsledku analytickej nepresnosti) na prijateľnú úroveň (5,95 – 6,05 *apfu*), na druhej strane však v našom prípade viedol k zníženým hodnotám katiónov v pozíciách *Y* (2,8 – 2,9, pri zaplnení pozície *T* a *Z*; tab. 1). Otázka zaplnenia katiónov v pozícii *Y*, resp. možnosť vakancií v tejto oktaédrickej pozícii však nie je doteraz jednoznačne vyriešená. Aj keď publikované analýzy turmalínov vypočítané klasickou metódou (napr. Povondra, 1981) aj pomocou EMPA vo väčšine prípadov indikujú zaplnenie tejto pozície, teda dosahujú hodnoty blízke 3,00 *apfu*, viaceré výsledky, čiastočne podporené aj štruktúrnymi údajmi, naznačujú prítomnosť vakancií v pozícii *Y* s hodnotami 0,05 – 0,6 *apfu* (Bloodaxe et al., 1999; Keller et al., 1999; Pesquera et al., 1999; Ertl a Hughes, 2002; Schreyer et al., 2002; Ertl et al., 2006; Bosi, 2008). Hodnoty vypočítaných vakancií v pozícii *Y* v magneziofoitite a dravite z Limbachu sa pohybujú v intervale 0,14 – 0,20 *apfu* (tab. 1). Môžu byť spôsobené kombináciou analytickej nepresnosti, idealizácie zvoleného prepočtu aj skutočnej prítomnosti vakancií.

Tab. 4
Priemerné štruktúrne vzorce magneziofoititu a dravitu z Limbachu, vypočítané na základe údajov z EMPA a rtg. difrakcie
Mean structural formulae of magnesiofoiitite and dravite from Limbach, based on EMPA and XRD data

Vzorce normalizované na 31 (O, OH) a 3 atómy B Formulae based on 31 (O, OH) and 3 B atoms)			Vzorce normalizované na 31 (O, OH) a 3 atómy B Formulae based on 31 (O, OH) and 3 B atoms)							
	jadro/core	okraj/rim		jadro/core	okraj/rim		jadro/core	okraj/rim		jadro/core	okraj/rim
Si	6,037	5,991	Ca	0,046	0,113	Si	5,945	5,899	Ca	0,180	0,248
Al *T*	0,000	0,009	Na	0,411	0,559	Al *T*	0,018	0,027	Na	0,707	0,855
			Suma/Sum *X*	0,457	0,672				Suma/Sum X	0,887	0,672
B	3,000	3,000	$^{X}\square$	0,543	0,328	B	3,000	3,000	$^{X}\square$	0,113	–0,102
V	0,012	0,014	Suma kat./Sum cat.	18,323	18,513	Vl	0,016	0,017	Suma kat./Sum cat.	18,685	18,513
Cr	0,001	0,001	Al, celkový/total	6,619	6,364	Cr	0,001	0,001	Al, celkový/total	6,109	5,854
Al *Z* *	5,405	5,405	Fe, celkové/total	0,867	0,886	Al *Z* *	5,405	5,405	Fe, celkové/total	0,905	0,924
Fe *Z* *	0,119	0,117	Mg, celkový/total	1,292	1,496	Fe *Z* *	0,115	0,113	Mg, celkový/total	1,700	1,904
Mg *Z* *	0,463	0,463				Mg *Z* *	0,463	0,463			
Suma/Sum *Z*	6,000	6,000	celk./tot. Mg/(Mg + Fe)	0,598	0,628	Suma/Sum *Z*	6,000	6,000	celk./tot. Mg/(Mg + Fe)	0,658	0,687
			^{Y}[Mg/(Mg + Fe)]	0,526	0,573				^{Y}[Mg/(Mg + Fe)]	0,610	0,573
Ti	0,029	0,083				Ti	0,137	0,190			
Al *Y*	1,214	0,950	^{Y}Al *		1,170	Al *Y*	0,686	0,422	^{Y}Al *		1,170
Fe *Y*	0,748	0,769	$^{Z+Y}$Al *		6,575	Fe *Y*	0,790	0,810	$^{Z+Y}$Al *		6,575
Mn	0,004	0,002	$^{Z+Y}$Al	6,619	6,355	Mn	0,000	–0,003	$^{Z+Y}$Al	6,091	5,827
Ni	0,002	0,002				Ni	0,002	0,002			
Zn	0,003	0,002				Zn	0,001	0,001			
Mg *Y*	0,829	1,033	<*Z* – O>		1,919	Mg *Y*	1,237	1,441	<*Z* – O>		1,919
Suma/Sum *Y*	2,830	2,841	<*Y* – O>		2,014	Suma/Sum *Y*	2,852	2,841	<*Y* – O>		2,014

Chemické zloženie a substitúcie

Magneziofoitit a foitit patria do podskupiny vakantných turmalínov, kde v štruktúrnej pozícii *X* prevládajú vakancie namiesto obvyklého Na alebo Ca. V pozícii *Y* v magneziofoitite prevláda Mg nad Al a Fe, vo foitite Fe nad Al a Fe (MacDonald et al., 1993; Hawthorne et al., 1999; Hawthorne a Henry, 1999). Magneziofoitit z Limbachu má v pozícii *X* relatívne nižšie hodnoty vakancií ($^{X}\square$ = 0,56 – 0,59) a vyšší obsah Na (0,37 – 0,40 *apfu*). Analogické zloženie sa zistilo v centrálnych častiach turmalínov s magneziofoititovým zložením z Hněvanova (Česká republika) a z Jedľových Kostolian-Brezovho štálu v Tribeči, ktoré podobne ako v Limbachu predstavujú intermediárne zloženia blízke dravitu, resp. foititu a skorylu ($^{X}\square$ = 0,52 – 0,55; Na = 0,45 – 0,46 *apfu*; Žáček a Vrána, 1999; Uher a Ozdín, 2001). Ostatné opísané výskyty magneziofoititu vykazujú výraznú mieru vakancií v pozícii *X* a nízky obsah Na ($^{X}\square$ = 0,74 – 0,79 a Na = 0,20 – 0,26 *apfu*; Hawthorne et al., 1999; Medaris et al., 2003; Rosenberg a Foit, 2006). Výrazná rastová zonalita pozorovaná v turmalínových kryštáloch z Limbachu je typická pre väčšinu študovaných lokalít, pričom jadrá majú magneziofoititové a okraj dravitové až skorylové zloženie (Hněvanov, Žáček a Vrána, 1999; Jedľové Kostoľany, Uher a Ozdín, 2001; Baraboo, Wisconsin, USA, Medaris et al., 2003; Berezovsk v Rusku, Baksheev a Kundryavtseva, 2004), opačný trend je vzácnejší (Athabasca Basin, Kanada, Rosenberg a Foit, 2006). Nezonálne kryštály magneziofoititu sú na typovej lokalite magneziofoititu Kyonasawa v Japonsku (Hawthorne et al., 1999).

Obsah Ca v turmalíne s magneziofoititovým zložením je na všetkých študovaných lokalitách nízky, nižší ako medza detekcie (Hawthorne et al., 1999; Uher a Ozdín, 2001; Medaris et al., 2003), resp. len do 0,04 *apfu* (Žáček a Vrána, 1999; Baksheev a Kundryavtseva, 2004; Rosenberg a Foit, 2006), podobne ako v limbašskom magneziofoitite (do 0,05 *apfu* Ca). Na druhej strane, dravit z Limbachu má zvýšený obsah Ca (0,11 – 0,12 *apfu*) a Ti (0,08 až 0,09 *apfu*), podobne ako dravit z Athabasca Basin (0,30 – 0,51 *apfu* Ca; 0,24 – 0,29 *apfu* Ti), kde však dravit tvorí staršiu generáciu prizmatických kryštálov s magneziofoititovými lemami (Rosenberg a Foit, 2006).

Hlavné zistené substitučné mechanizmy v magneziofoitite a dravite z Limbachu sú (1) $\square AlNa_{-1}Mg_{-1}$, (2) $CaTiO_2Na_{-1}Al_{-1}(OH)_{-2}$ a (3) $CaMgNa_{-1}Al_{-1}$ (obr. 6). Mechanizmus (1), ako aj deprotonizačné mechanizmy typu $AlO[R^{2+}(OH)]_{-1}$, resp. (2), ktoré vedú až k prítomnosti „oxymagneziofoititu“ resp. „oxydravitu“ sú preukázané vo väčšine svetových výskytov magneziofoititu (Medaris et al., 2003; Baksheev a Kundryavtseva, 2004; Rosenberg a Foit, 2006). Mechanizmus (3), teda uvitová substitúcia, je ďalším substitučným mechanizmom

špecifickým pre dravit z Limbachu (obr. 6E). Okrem nich možno predpokladať aj substitúcie odrážajúce štruktúrnu neusporiadanosť Mg, Fe a Al v rámci oktaédrických pozícií *Z* a *Y*, ktoré možno vyjadriť vektormi typu (4) $^{Z}(Mg,Fe)^{Y}(Fe,Mg)_{-1}$ a (5) $^{Z}Al^{Y}(Mg,Fe)^{Y}Al_{-1}{}^{Z}(Mg,Fe)_{-1}$. Relatívne výrazná miera štruktúrnej neusporiadanosti Mg, Fe a Al v oboch oktaédrických pozíciách je typickou vlastnosťou turmalínov skorylovo-dravitového radu, pričom stabilizuje ich štruktúru (Bosi a Lucchesi, 2004; Bosi, 2008). Ako indikujú naše výsledky, táto štruktúrna neusporiadanosť môže byť prítomná aj vo vakantných turmalínoch s magneziofoititovým zložením.

Genéza magneziofoititu a dravitu

Kým turmalíny s foititovým zložením sa zistili na početných lokalitách v granitoch, pegmatitoch aj metamorfitoch, magneziofoitit je pomerne vzácny minerál. Prvý raz bol opísaný z hydrotermálne alterovaných andezitových vulkanoklastík pliocénneho veku v oblasti Kyonasawa na ostrove Honšu v Japonsku (Hawthorne et al., 1999). Aj ďalšie výskyty magneziofoititu, resp. zón s magneziofoititovým zložením v zonálnych kryštáloch sa viažu na zóny hydrotermálnej alterácie za aktívnej prítomnosti fluíd (Medaris et al., 2003; Baksheev a Kundryavtseva, 2004; Rosenberg a Foit, 2006). Na lokalite Hněvanov v kaplickej skupine moldanubika Českého masívu bol opísaný zonálny turmalín v sekrečnom kremeni s jadrami s magneziofoititovým zložením a lemami s dravitovým zložením (Žáček a Vrána, 1999), textúrne, chemicky aj parageneticky veľmi príbuzný s turmalínmi z Limbachu. Podobne na lokalite malého sideritovo-sulfidického hydrotermálneho ložiska Jedľové Kostoľany-Brezov štál v rázdielskom bloku Tribeča, známeho aj hojnosťou fluórapatitu, bol opísaný turmalín, ktorý mal v jednom prípade centrálnu časť kryštálu so zložením zodpovedajúcim magneziofoititu (Uher a Ozdín, 2001).

Na základe geologického vystupovania, minerálnej paragenézy, textúrnych vzťahov a variácií chemického zloženia turmalínu z Limbachu možno jeho genézu z širšieho hľadiska spájať s neskoro/posthercýnskymi a/alebo alpínskymi tektonickými procesmi. Primárny zdroj bóru potrebný na vznik turmalínu možno hľadať v metamorfovaných pelitických sedimentoch pezinskej skupiny, pričom bór sa koncentruje v klastickom turmalíne, ale aj ílových mineráloch, najmä v illite, ktorý môže obsahovať až 2 000 ppm bóru (Henry a Dutrow, 1996). Vylúčený však nie je ani zdroj vo vyššie frakcionovaných diferenciátoch bratislavského granitového masívu. Granity a s nimi späté aplity a pegmatity bratislavského masívu sú chudobné na B (zväčša menej ako 50 ppm; Cambel a Vilinovič, 1987) a neobsahujú minerály turmalínovej skupiny ani iné minerály bóru. Zvýšený obsah B sa lokálne vyskytuje v leukokratných granitoch bohatých na kremeň (asi 200 – 550 ppm B; Cambel a Vilinovič, 1987). Ich výskyty na viacerých miestach bratislavského masívu vrátane širšej oblasti Limbachu (Kňažný vrch) naznačujú prítomnosť frakcionovaných bóronosných leukogranitov v bratislavskom masíve.

Minerálna paragenéza (kremeň – turmalín – albit – chlorit – muskovit), chemické zloženie a zonalita magneziofoititu a dravitu z Limbachu nie je typická pre granitové pegmatity, resp. iné diferenciáty granitu, ale skôr pripomína mineralizácie žíl alpského typu (alpskej paragenézy). Pomer Fe/Mg je v obidvoch minerálnych fázach, magneziofoitite a dravite, relatívne konštantný. Tento jav je typický pre turmalíny zo štádia alpskej paragenézy na hydrotermálnych ložiskách v Západných Karpatoch (Ozdín, 2001, 2003; Michňová et al., 2008). Turmalíny, ktoré sú súčasťou štádia alpskej paragenézy na karbonátových hydrotermálnych žilách, v dôsledku výrazného vplyvu substitúcie $MgFe^{-1}$ (Ozdín, 2003) majú obvykle pestrejšie chemické zloženie v trende skoryl – dravit, lokálne magneziofoitit – dravit – skoryl (Uher a Ozdín, 2001).

Vakantné dravity a skoryly sú skôr typické pre nízky stupeň metamorfózy, pričom s rastom teploty obvykle stúpa obsadenie pozície *X* alkáliami (Henry a Dutrow, 1996). Na pokles vakancií v pozícii *X* a jej zapĺňanie Ca so stúpajúcou teplotou poukazujú aj výsledky experimentálnej syntézy turmalínu obohateného o Ca a Mg (von Goerne a Franz, 2000). Aj v turmalíne z Limbachu poklesli vakancie v pozícii *X* a čiastočne sa zaplnili Na a v menšej miere aj Ca v externých častiach kryštálov. Môže to poukazovať na vyššiu teplotu počas vzniku dravitových lemov v porovnaní s teplotou vzniku magneziofoititových centrálnych častí kryštálov. Rast teploty na hydrotermálnych karbonátových žilách s alpskou paragenézou s kremeňom a turmalínom z gemerika potvrdzuje aj štúdium stabilných izotopov a fluidných inklúzií (Hurai et al., 2002).

Žily alpského typu sa lokálne vyskytujú aj v Malých Karpatoch. Kremenná žila s turmalínom, albitom, klinochlórom a muskovitom z Limbachu je pravdepodobne v obdobnej pozícii ako početné, takmer monominerálne kremenné žily, resp. šošovky, lokálne s muskovitom, andaluzitom a apatitom, v pararulách pezinskej skupiny v širšej oblasti medzi Pernekom, Limbachom a Pezinkom. Okrem študovaného výskytu v Limbachu je známa aj axinitová paragenéza v zelených bridliciach (feroaxinit, aktinolit, kalcit, albit) z Limbachu-Rakového potoka (Ozdín et al., 2006) a zeolitová paragenéza (analcím, natrolit, kalcit, pyrit) v aktinolitických bridliciach na ložisku Pezinok-Trojárová (Ozdín et al., 2008). Alpská paragenéza reprezentovaná albitom, chamositom, kremeňom, zirkónom, apatitom a monazitom-(Ce) vystupuje aj na Fe-karbonátových hydrotermálnych žilách pri Častej v Malých Karpatoch (Ozdín, nepubl. údaje). Žily alpského typu s turmalínom sú v tatriku Západných Karpát najhojnejšie zastúpené vo Vysokých Tatrách a Nízkych Tatrách (Ozdín, 2003; Bačík et al., 2006), sú však menej hojné ako vo veporiku a gemeriku (Koděra – ed., 1986 – 1990; Bačík et al., 2006).

Na základe uvedených skutočností možno v prípade študovaného prvého výskytu minerálov turmalínovej skupiny v kryštaliniku Malých Karpát najskôr uvažovať o jeho genéze v dôsledku pôsobenia metamorfno-hydrotermálnych fluíd pri prográdnych *P-T* podmienkach, pričom lokálny zdroj bóru možno hľadať v okolitých metapelitoch, prípadne granitoch. Zonalita turmalínu pritom môže naznačovať dve štádiá vzniku magneziofoititu a dravitu.

Poďakovanie. Autori ďakujú I. Broskovi a J. Cempírkovi za kritické posúdenie rukopisu, ktoré zlepšilo kvalitu článku. Táto práca vznikla v rámci projektu agentúry VEGA Ministerstva školstva Slovenskej republiky 1/0287/08 a Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV VVCE-0033-07.

Literatúra

Bačík, P., Ozdín, D., Uher, P., Bakos, F. & Luptáková, J., 2006: Chemical composition of tourmalines from hydrothermal veins in metamorphic rocks of Tatric and Veporic crystalline basement of the Western Carpathians. *Miner. Polonica – Spec. pap., 28, 13 – 15.*

Baksheev, I. A. & Kudryavtseva, O. E., 2004: Nickeloan tourmaline from the Berezovskoe gold deposit, Middle Urals, Russia. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 42, 1 065 – 1 078.*

Bloodaxe, E. S., Hughes, J. M., Dyar, M. D., Grew, E. S. & Guidotti, C. V., 1999: Linking structure and chemistry in the schorl-dravite series. *Amer. Mineralogist (Washington), 84, 922 – 928.*

Bosi, F., 2008: Disordering of Fe^{2+} over octahedrally coordinated sites of tourmaline. *Amer. Mineralogist (Washington), 93, 1 647 – 1 653.*

Bosi, F. & Lucchesi, S., 2004: Crystal chemistry of the schorl-dravite series. *Eur. J. Mineral., 16, 335 – 344.*

Bruker, 2008: DIFFRACplus EVA. http://www.brukeraxs.com/eva.html.

Cambel, B. & Vilinovič, V., 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. *Bratislava, Veda, 1 – 148.*

Cambel, B., Kráľ, J. & Burchart, J.,1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát s katalógom údajov. *Bratislava, Veda, 184 s.*

Dutrow, B. L., Foster, C. T. Jr. & Henry, D. J., 1999: Tourmaline-rich pseudomorphs in sillimanite zone metapelites: Demarcation of an infiltration front. *Amer. Mineralogist (Washington), 84, 794 – 805.*

Dyar, M. D., Taylor, M. E., Lutz, T. M., Francis, C. A., Guidotti, C. V. & Wise, M., 1998: Inclusive chemical characterization of tourmaline: Mössbauer study of Fe valence and site occupancy. *Amer. Mineralogist (Washington), 83, 848 – 864.*

Ertl, A. & Hughes, J. M., 2002: The crystal structure of an aluminum-rich schorl overgrown by boron-rich olenite from Koralpe, Styria, Austria. *Mineral. Petrol., 75, 69 – 78.*

Ertl, A., Kolitsch, U., Prowatke, S., Dyar, M. D. & Henry, D. J., 2006: The F-analog of schorl from Grasstein, Trentino-South Tyrol, Italy: Crystal structure and chemistry. *Eur. J. Mineral., 18, 583 – 588.*

Fortier, S. & Donnay, G., 1975: Schorl refinement showing composition dependence of the tourmaline structure. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 13, 173 – 177.*

Francis, C. A., Dyar, M. D., Williams, M. & Hughes, J. M., 1999: The occurrence and crystal structure of foitite from a tungsten-bearing vein at Copper Mountain, Taos County, New Mexico. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 37, 1 431 – 1 438.*

Hawthorne, F. C., MacDonald, D. J. & Burns, P. C., 1993: Reassignment of cation site occupancies in tourmaline: Al-Mg disorder in the crystal structure of dravite. *Amer. Mineralogist (Washington), 78, 265 – 270.*

Hawthorne, F. C. & Henry, D. J., 1999: Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Mineral., 11, 201 – 215.*

Hawthorne, F. C., Selway, J. B., Kato, A., Matsubara, S., Shimizu, M., Grice, J. D. & Vajdak, J., 1999: Magnesiofoitite, $\square(Mg_2Al)Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_4$, a new alkali-deficient tourmaline. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 37, 1 439 – 1 443.*

Henry, D. J. & Dutrow, B. L., 1996: Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *In: Grew, E. & Anovitz, L. M. (eds.): Boron. Mineralogy, petrology and geochemistry. Rev. Miner., 33, 503 – 557.*

Henry, D. J., Sun, H., Slack, J. F. & Dutrow, B. L., 2008: Tourmaline in meta-evaporites and highly magnesian rocks: Perspectives from Namibian tourmalinites. *Eur. J. Mineral., 20, 889 – 904.*

Holland, T. J. B. & Redfern, S. A. T., 1997: Unit cell refinement from powder diffraction data: The use of regression diagnostics. *Min. Mag. (London), 61, 65 – 77.*

Hurai, V., Harčová, E., Huraiová, M., Ozdín, D., Prochaska, W. & Wiegerová, V., 2002a: 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 deposit. *Ore Geol. Rev., 21, 1 – 2, 67 – 101.*

Ivan, P., Méres, S., 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. (Bratislava), 52, 67 – 78.*

Keller, P., Roda Robles, E., Pérez, A. P. & Fontan, F., 1999: Chemistry, paragenesis and significance of tourmaline in pegmatites of the Southern Tin Belt, central Namibia. *Chem. Geol. (Amsterdam), 158, 203 – 225.*

Koděra, M. (ed.), 1986 – 1990: Topografická mineralógia Slovenska. I – III. *Bratislava, Veda, 1 592 s.*

Korikovsky, S. P., Cambel, B., Miklóš, J. & Janák, M., 1984: Metamorfizm kristalinikuma Malych Karpat: Etapy, zonaľnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 437 – 462.*

Korikovsky, S. P., Putiš, M., Plašienka, D., Jacko, S. & Ďurovič, V., 1997: Cretaceous very low-grade metamorphism of the Intratatric and Supratatric domains: An indicator of thin-skinned tectonics in the central Western Carpathians. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov. – Monograph., 88 – 106.*

MacDonald, D. J., Hawthorne, F. C. & Grice, J. D., 1993: Foitite, $\square[Fe^{2+}{}_2(Al,Fe^{3+})]Al_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH)_4$, a new alkali-deficient tourmaline: Description and crystal structure. *Amer. Mineralogist (Washington), 78, 1 299 – 1 303.*

Maheľ, M. & Cambel, B., 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. *Bratislava, Geologický ústav Dionýza Štúra.*

Medaris, L. G., Fournelle, J. H. & Henry, D. J., 2003: Tourmaline-bearing quartz veins in the Baraboo quartzite, Wisconsin: Occurrence and significance of foitite and "oxy-foitite". *Canad. Mineralogist (Ottawa), 41, 749 – 758.*

Michňová, J., Ozdín, D. & Bačík, P., 2008: Štúdium fluidných inklúzií a chemického zloženia turmalínov z hydrotermálneho medeného ložiska Ľubietová. *Bull. Mineral.-Petrol. Odd. Nár. Muz. (Praha), 16, 100 – 108.*

Ozdín, D., 2001: Metamorfno-hydrotermálne zrudnenie na výskyte Ľubietová-Predsvätodušná. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 105, 77 – 82.*

Ozdín, D., 2003: Mineralógia a genéza sideritovej mineralizácie Ďumbierskych Tatier. (Dizertačná práca). *Manuskript. Bratislava, archív Kat. min. a petr. PriF. Univ. Komen., 194 s.*

Ozdín, D., Volek, M. & Števko, M., 2006: Study of hydrothermal veins with axinites from the Western Carpathians. *Acta mineral. petrogr. (Szeged), 5, 87.*

Ozdín, D., Sečkár, P. & Števko, M., 2008: Nové nálezy minerálov z Pezinku v Malých Karpatoch. *Minerál, 16, 6, 528 – 533.*

Pesquera, A., Torres-Ruiz, J., Gil-Crespo, P. P. & Velilla, N., 1999: Chemistry and genetic implications of tourmaline and Li-F-Cs micas from the Valdeflores area (Cáceres, Spain). *Amer. Mineralogist (Washington), 84, 55 – 69.*

Petrík, I., Kohút, M., Broska, I., Uher, P., Hraško, Ľ., Janák, M., Plašienka, D. & Bezák, V., 2001: Granitic plutonism of the Western Carpathians. *Bratislava, Veda, 1 – 116.*

Povondra, P., 1981: The crystal chemistry of tourmalines of the schorl-dravite series. *Acta Univ. Carol., Geol. (Praha), 3, 223 – 264.*

Putiš, M., Hrdlička, M. & Uher, P., 2004: Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát. *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 183 – 194.*

Rosenberg, P. E. & Foit, F. F. Jr., 2006: Magnesiofoitite from the uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 44, 959 – 965.*

Schreyer, W., Hughes, J. M., Bernhardt, H.-J., Kalt, A., Prowatke, S. & Ertl, A., 2002: Reexamination of olenite from the type locality: Detection of boron in tetrahedral coordination. *Eur. J. Mineral., 14, 935 – 942.*

Uher, P. & Ozdín, D., 2001: Chemické zloženie minerálov skupiny turmalínu na hydrotermálnom sideritovo-sulfidickom ložisku Jedľové Kostoľany – Brezov štál (Tribeč, Slovensko) a jeho genetické aspekty. *Bull. Mineral.-Petrol. Odd. Nár. Muz. (Praha), 9, 276 – 280.*

Von Goerne, G. & Franz, G., 2000: Synthesis of Ca-tourmaline in the system CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–B_2O_3–H_2O–HCl. *Mineral. Petrol., 69, 161 – 182.*

Žáček, V. & Vrána, S., 1999: Turmalín turmalínovců a křemenných sekrecí z kaplické jednotky. *Bull. Mineral.-Petrol. Odd. Nár. Muz. (Praha), 7, 233 – 236.*

Rukopis doručený 1. 2. 2010
Revidovaná verzia doručená 16. 2. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 457 – 476
ISSN 0369-2086

Mineralógia a petrológia xenolitov podložia vo vrtoch centrálnej vulkanickej zóny Javoria

VIERA KOLLÁROVÁ a ĽUBOMÍR HRAŠKO

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
viera.kollarova@geology.sk, lubomir.hrasko@geology.sk

Mineralogy and petrology of the basement xenoliths in the boreholes from the Central Volcanic Zone of the Javorie Mts.

Various types of the crystalline basement xenoliths were described in the boreholes in the Central Volcanic Zone of the Javorie Mts. in the past. Samples of xenoliths from boreholes KON-1, KŠ-33, KŠ-8 and KŠ-27 were collected and studied in detail. Some xenoliths found in our samples, described as crystalline basement xenoliths in the past (amphibolites from KON-1 and crystalline schists from KŠ-33), represent different type of rocks. There is a layered xenolith in KON-1 845.8 m which probably was the Ca-silicate rock, locally enriched in Fe and thermally reworked by the hot diorite magma. The basic differentiate from KON-1 845.8 and 1 383.8 m contains minerals which come from the earlier magmatic stage. There are rounded plagioclases enclosed in orthopyroxenes, reddish-brown altered grains and phases with orthopyroxene-magnetite symplectites which represent former olivines and phases with anthophyllite-actinolite-talc-magnetite assemblage which probably represent altered olivines and pyroxenes. These minerals probable come from basic rocks from the deeper parts of the Earth´s crust. Described granitic xenoliths (there is none collected sample) probably refer to Veporic type or hybrid type of granodiorites, the Sihla type granodiorites-tonalites or the Ipeľ type granodiorites, both with rose K-feldspars and the Sihla type granodiorite. Xenoliths of gneisses belong to garnet-biotite-plagioclase paragneisses of the hybrid complex of the Veporic unit. In the borehole KŠ-33 there can be xenoliths of thermally reworked sediments – clay sediments rich in muscovite with variable content of chlorite, biotite, feldspar and quartz. The another type of xenoliths in KŠ-33 are the xenoliths rich in biotites. These biotites rich in Ti can represent restites of thermally reworked xenoliths, or they crystallized from a melt which had originated from xenolith melted by the hot diorite magma, or they are restites after melting.

Key words: xenoliths, boreholes, Central Volcanic Zone of Javorie Mts., Veporic Unit, Western Carpathians

Úvod

Prítomnosť xenolitov pripomínajúcich kryštalické bridlice v jednom z vrtov situovaných v centrálnej vulkanickej zóne Javoria dala podnet na zisťovanie prítomnosti podložia vulkanických hornín vo vrtoch realizovaných v pohorí Javorie. Neovulkanity Javoria sú v priamom kontakte s kryštalinikom veporika a, navyše, toto kryštalinikum sa pod neovulkanity ponára. Preto možno predpokladať, že aspoň niektoré vrty buď budú obsahovať xenolity kryštalinika veporika, alebo podložné kryštalinikum priamo zasiahnu.

Ako najperspektívnejšia oblasť v Javorí sa ukázala tzv. ***centrálna vulkanická zóna***. Táto oblasť bola v minulosti pomerne dobre spracovaná na základe vzoriek z prevažne plytkých vrtov, pretože sa tu vykonával rozsiahly metalogenetický výskum a mapovacie práce. Aj naše štúdium priamo nadväzuje na výsledky prác Konečného et al. (1977, 1985), Štohla et al. (1981, 1985) a Štohla (1985). V týchto prácach je prítomnosť kryštalinika veporika vo vrtoch podrobne slovne dokumentovaná (výskyt a petrografická charakteristika).

Výskumom podložia neovulkanitov sa zaoberali Fusán et al. (1971) a Karolus (1978). Mapu pokračovania kryštalinika veporika pod neovulkanitmi zostavili Konečný et al. (1988) a Bezák a Miko (1992).

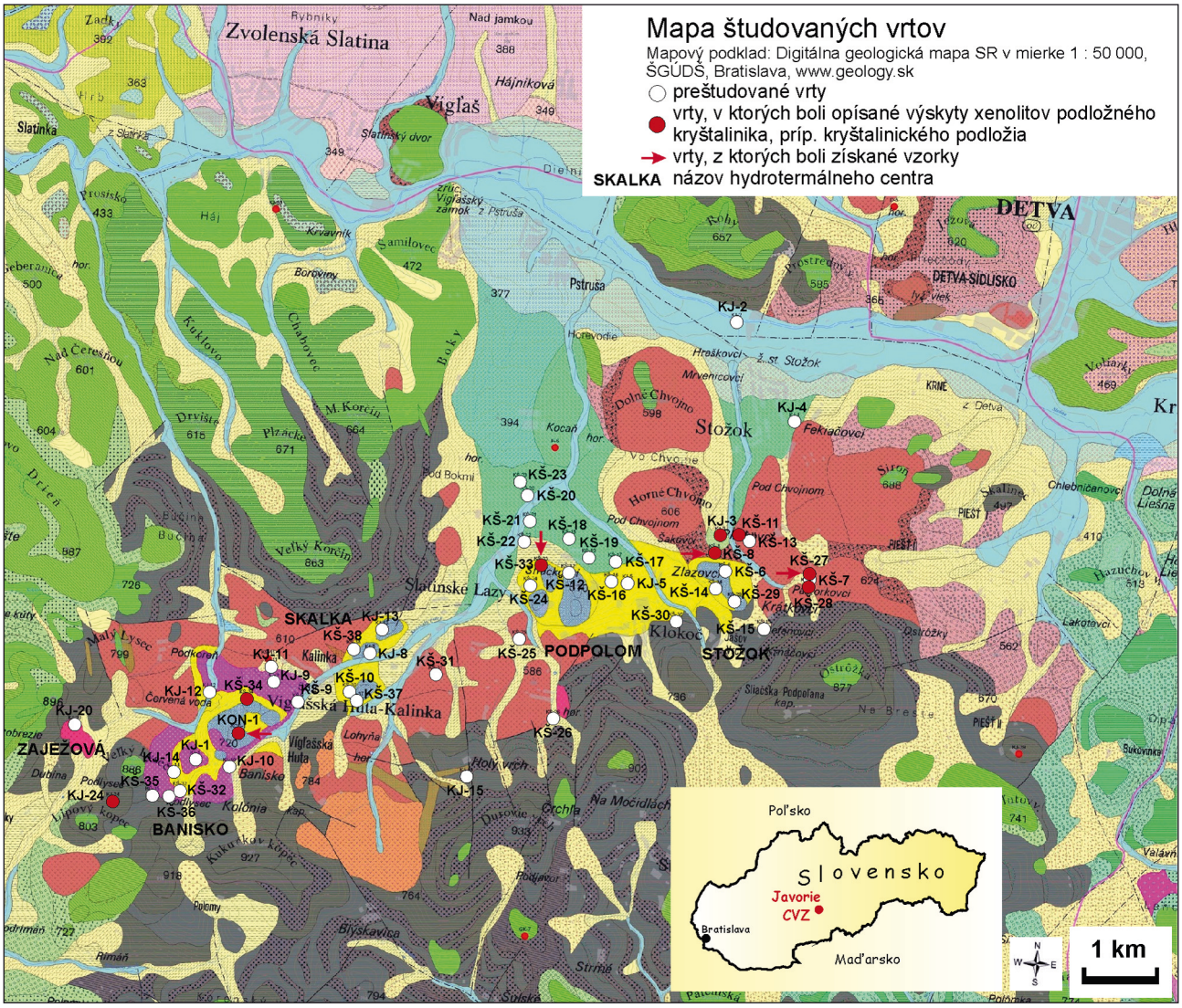
Naším cieľom bolo získať vzorky xenolitov kryštalinika opisovaných v uvedených prácach, podať ich podrobnú mineralogickú a petrografickú charakteristiku, porovnať získané údaje s údajmi v týchto prácach a urobiť koreláciu litotypov zistených vo vrtoch so známymi výskytmi analogických hornín vo veporiku.

Geografická a geologická pozícia

Študované vrty sa realizovali v katastri obce Zaježová v okrese Zvolen a obcí Detva, Klokoč, Slatinské Lazy, Stožok a Vígľašská Huta-Kalinka v okrese Detva. Ich pozíciu zobrazuje mapa na obrázku 1. Xenolity podložných hornín boli opísané v intruzívnych a vulkanických horninách.

Geologická stavba územia

Predmetom nášho výskumu boli vrty situované v tzv. centrálnej vulkanickej zóne Javoria. ***Centrálnu vulkanickú zónu*** (Konečný et al., 1998) predstavuje prevažná časť kotlovitej depresie v širšej oblasti Vígľašskej Huty-Kalinky.



Obr. 1. Mapa vrtov v centrálnej vulkanickej zóne Javoria, ktoré sa študovali s cieľom zistiť prítomnosť xenolitov podložia.

Fig. 1. Location of the boreholes in the Central Volcanic Zone of the Javorie Mts., where the presence of basement xenoliths was investigated.

V rámci nej vystupujú štokové intrúzie kremitodioritových až monzodioritových porfýrov s aureolami hydrotermálnych premien a početné dajky a prieniky amfibolických andezitov až ryodacitov komplexu Lohyňa. V nadväznosti na výskyt intruzívnych telies sa v rámci centrálnej vulkanickej zóny vyčlenilo ***5 hydrotermálnych centier*** (v smere od JZ na SV): ***Zaježová, Banisko, Skalka, Podpolom*** a ***Stožok***.

V oblasti Javoria vystupuje ***kryštalinikum veporika***. Nachádza sa pri východnom okraji neovulkanitov medzi Kriváňom a Tuhárom. Smerom na JZ sa ponára pod neovulkanity Javoria, kde bolo overené štruktúrnymi vrtmi. V doline Madačky (na SSZ od Ábelovej) je kryštalinikum odkryté hlbokým zárezom doliny.

Charakteristika kryštalinika veporika v oblasti Javoria sa nachádza v prácach Bezáka et al. (1999), Konečného et al. (1998) a Slavkaya et al. (2004). Podložie neovulkanitov Javoria interpretovali Bezák a Miko (1992) a Konečný et al. (1988).

Kryštalinikum veporika v oblasti Javoria je tvorené tzv. ***hybridným komplexom*** (kráľovohoľská zóna kryštalinika). Ten pozostáva z *metamorfovaného plášťa* (vo zvyškoch), ktorý tvoria biotitické pararuly, menej ortoruly, migmatizované ruly až migmatity a amfibolity, a z tzv. *hybridných granitoidov* typu S (granodiority až tonality), ktoré intrudovali do metamorfovaného plášťa. Hybridné granitoidy sú výrazne usmernené (usmernenú textúru tvoria šmuhy biotitu) alebo masívne. Ďalším typickým znakom týchto granitoidov je častý výskyt rulových enkláv s prechodom do páskovaných migmatitových typov. V menšej miere sú prítomné leukokratné diferenciáty granitoidov.

V hybridnom komplexe vo forme dajkových telies alebo subhorizontálnych lakolitových foriem vystupujú

porfýrické granodiority prevažne s bielymi výrastlicami draselných živcov (***veporský typ*** v zmysle Krista, 1979). Sú to granitoidy typu S.

Hybridné granitoidy a porfýrické granitoidy majú spodnokarbónsky vek (okolo 350 mil. r.), pričom porfýrické granitoidy sú o trochu mladšie. Dokumentuje to ich geologická pozícia.

Vo vrchnom karbóne (okolo 300 mil. r.) došlo k rozsiahlym intrúziám granitoidov typu I – ***tonalitov a porfýrických granitoidov sihlianskeho a ipeľského typu***. Je to zároveň najmohutnejší vývoj neohercýnskych granitoidných intrúzií typu I. Typickým predstaviteľom granitoidu typu Sihla je ***homogénny biotitický tonalit až granodiorit***. Biotitické granodiority ipeľského typu sú kogenetické so sihlianskymi typmi.

Severne od hlavného telesa granitoidov sihlianskeho typu súhlasne s alpínskymi štruktúrami vystupuje teleso ***permských granitoidov typu Hrončok***.

V podloží neovulkanitov Javoria boli opísané aj komplexy nízko metamorfovaných hornín kohútskeho pásma a lokálny výskyt zvyškov vrchnopaleozoického a mezozoického obalu.

Metodika

Prvou etapou výskumnej práce bolo štúdium archivovaných správ z geologického prieskumu týkajúcich sa danej problematiky s cieľom zistiť výskyt xenolitov kryštalinika vo vrtoch v študovanej oblasti. Pozíciu študovaných vrtov zobrazuje mapa na obr. 1. Pozícia a typy xenolitov podložia (kryštalinika) opísaných v archivovaných správach sa nachádza v tabuľke v dodatku.

Na základe získaných údajov sme v ďalšej etape štúdia použili už zhotovené výbrusy z minulých výskumných úloh a vzorky z vrtných jadier od Dr. Vlastimila Konečného alebo priamo odobrané v sklade hmotnej dokumentácie ŠGÚDŠ. Z horninových vzoriek sa zhotovili leštené výbrusy. Výbrusy sa študovali v mikroskope a pomocou digitálneho fotoaparátu Olympus Camedia C5060 sa z nich v ŠGÚDŠ Bratislava vyhotovila podrobná fotografická dokumentácia (fototab. 1 – 3). Časť z výbrusov sa študovala aj pomocou elektrónového mikroanalyzátora CAMECA SX 100 v ŠGÚDŠ v Bratislave. Vyhotovili sa obrázky tvorené spätne rozptýlenými elektrónmi (BEI; fototab. 2) a bodové chemické analýzy vybraných minerálov (tab. 1 – 5). Na chemické analýzy minerálov sa použili tieto meracie podmienky: urýchľovacie napätie 15 kV, vzorkový prúd 20 nA. Použité štandardy: Si, Ca – wollastonit, Ti – TiO_2, Al – Al_2O_3, Fe – fayalit, Mn – rodonit, Mg – MgO, forsterit, Ni – Ni, Zn – ZnS, willemit, Na – albit, K – ortoklas, Cr – Cr, chromit, Ba – barit, Sr – $SrTiO_3$, Cl – NaCl.

Xenolity kryštalinika vo vrtoch centrálnej zóny Javoria

Zo 49 vrtov v centrálnej zóne Javoria iba v deviatich bola opísaná prítomnosť xenolitov podložia (Konečný et al., 1977, 1985; Štohl, 1985; Štohl et al., 1981, 1985). Xenolity predstavujú niekoľko petrografických typov hornín. Ich prehľad uvádza tabuľka v dodatku.

Petrografická charakteristika študovaných vzoriek

Vzorky na štúdium pomocou optického mikroskopu a elektrónového mikroanalyzátora sme získali iba z týchto vrtov a z tejto hĺbky (porov. obr. 1):

KON-1: 845,8; 1 383,8 a 1 452,5 m;
KŠ-33: 872,9; 1 060,9; 1 089,5 – 1 089,6; 1 164,8; 1 254,5; 1 291,1 – 1 291,2; 1 296,9; 1 299,10; 1 300,4; 1 336,5; 1 362,5; 1 370; 1 370,8; 1 375,5 a 1 409,8 m;
KŠ-8: 35,2 m;
KŠ-27: 144,5 m.

KON-1 845,8 m

Vzorka z tejto hĺbky je v práci Konečného et al. (1977) opísaná takto: je to amfibolit s granonematoblastickou štruktúrou, zložený z amfibolu, sericitizovaného živca a granátu. Vo všesmerne orientovanom agregáte amfibolu a živca sa nachádzajú izometrické granáty, ktoré akoby boli utopené. Xenolit má reakčný lem zložený z drobnozrnného aplitického porfýru.

Z hĺbky 845,8 m sme dali zhotoviť novú vzorku a v nej sme amfibolit neidentifikovali. V študovanom výbruse je v kremitom diorite prítomný ***xenolit šmuhovitého tvaru s metamorfnou štruktúrou pozostávajúci z viacerých zón*** (foto 1A). Xenolit má na jednej strane ostrý kontakt s kremitým dioritom (xenolit je jemnozrnnejší). Na jeho druhej strane je badateľný pokles obsahu magnetitu smerom do kremitého dioritu a medzi xenolitom a dioritom sa nachádza ***bázický diferenciát***.

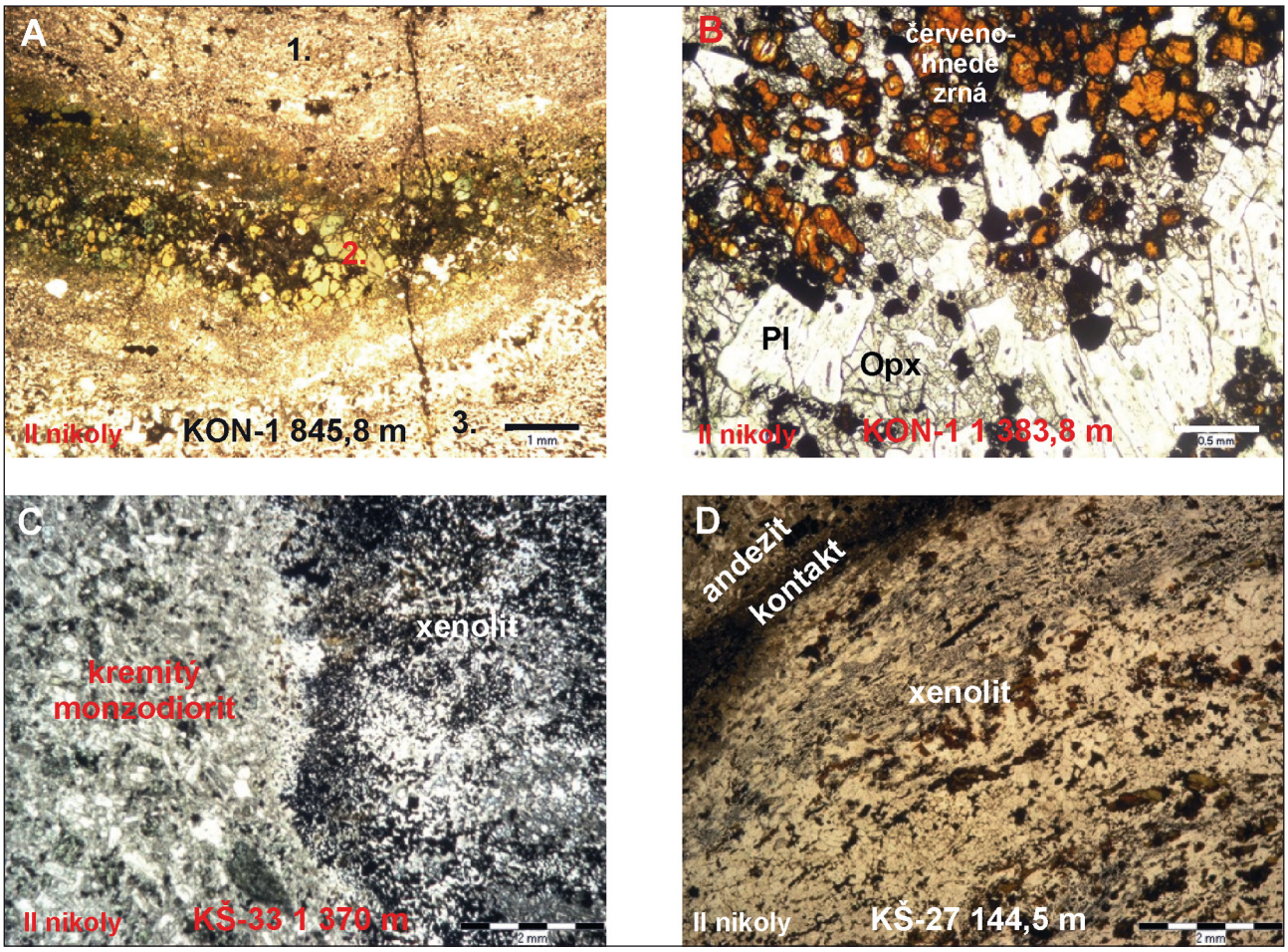
Ak xenolit študujeme v smere od ostrého kontaktu s kremitým dioritom, môžeme v ňom postupne rozlíšiť tieto zóny:

1. zóna s drobnozrnnou štruktúrou a takýmto zložením: klinopyroxén žltkastej farby – plagioklas – ilmenit – rudné minerály (foto 1A, 2A; tab. 1, 2). – Klinopyroxény výrazne prevažujú nad plagioklasmi. Z rudných minerálnych fáz sú zastúpené najmä pyrity a chalkopyrity. Spolu s nimi vystupuje kremeň. Z ďalších minerálov sú v menšom množstve prítomné chlority, biotity a apatity. V tejto zóne je uzavretá malá šmuha s biotitizovanými ortopyroxénmi, živcami a rudnými minerálmi bohatšia na živce ako uzatvárajúca časť.

Klinopyroxény majú augitové zloženie (obr. 2a). Plagioklasy majú vnútorné časti s veľmi vysokým obsahom anortitovej zložky (analyzovaný plagioklas mal An takmer 99!). Okolo nich sú lemy a okraje s nižším An (namerané hodnoty An 67 a 56). Na kontakte s ďalšou zónou (so zelenými klinopyroxénmi) sme pozorovali muskovity (tab. 5), ktoré vznikajú premenou plagioklasov.

2. nehomogénna zóna so zelenými klinopyroxénmi (foto 1A, 2B; tab. 1, 2, 4). – Pre túto zónu je charakteristická prítomnosť klinopyroxénov so zeleným sfarbením (pri rovnobežných nikoloch) a rôznou veľkosťou. Aj v tejto zóne sa nachádzajú plagioklasy. Hojné sú rudné minerály – pyrity a chalkopyrity, zriedkavo sfalerity.

Zóna je nehomogénna – v jednej časti výrazne prevažujú väčšie aj menšie zelené klinopyroxény. Klinopyroxény



Fototab. 1. A – Detailný pohľad na xenolit z hĺbky 845,8 m vrtu KON-1. Čísla označujú jednotlivé zóny xenolitu: 1 – zóna s drobnozrnnou štruktúrou a zložením: žltkastý klinopyroxén – plagioklas – ilmenit – rudné minerály; 2 – nehomogénna zóna so zelenými klinopyroxénmi; 3 – zóna s ortopyroxénom, plagioklasom, magnetitom a ilmenitom. **B** – Mikrofotografia bázického diferenciátu z hĺbky 1 383,8 m vrtu KON-1. Hornina je zložená prevažne z ortopyroxénu, plagioklasu a zvláštnych premenených zŕn červenohnedej farby. **C** – Mikrofotografia vzorky z hĺbky 1 370 m vrtu KŠ-33: pohľad na kontakt xenolitu a kremitého monzodioritu. **D** – Mikrofotografia xenolitu ruly z vrtu KŠ-27 z hĺbky 144,5 m a jej kontaktu s okolitým andezitom. *Použité skratky:* Opx – ortopyroxén, Pl – plagioklas.

Phototab. 1. A – The xenolith from 845.8 m of the borehole KON-1 (detailed view). Numbers indicate the zones of the xenolith. 1 – The zone with fine-grained structure and with the composition: yellowish clinopyroxene – plagioclase – ilmenite – ore minerals; 2 – Inhomogeneous zone with green clinopyroxenes; 3 – The zone with orthopyroxenes, plagioclases, magnetites and ilmenites. PPL. **B** – The basic differentiate from 1 383.8 m of the borehole KON-1. This rock is composed mainly of orthopyroxene, plagioclase and altered reddish-brown grains. PPL. **C** – The sample from 1 370 m of the borehole KŠ-33: The contact between the xenolith and quartz monzodiorite. PPL. **D** – The gneiss xenolith penetrated by the borehole KŠ-27 at 144.5 m and its contact with surrounding andesite. PPL. *Abbreviations:* Opx – orthopyroxene, Pl – plagioclase, PPL – plane polarized light.

majú vysoký obsah železa. Vnútorné časti veľkých zŕn majú hedenbergitové zloženie, okraje týchto zŕn a menšie klinopyroxény majú diopsidové zloženie (blízko rozhrania diopsid/hedenbergit; pozri obr. 2a). Menej zastúpené plagioklasy asociujú skôr s menšími pyroxénmi. Na obrázku vytvorenom spätne rozptýlenými elektrónmi (foto 1B) vidíme symplektitické prerastanie plagioklasov (An okolo 88) s menšími klinopyroxénmi. V tejto asociácii vystupujú aj diopsidy červíkovitých tvarov.

V tejto zóne môžeme identifikovať prítomnosť premien a metasomatózy, ktoré dokazuje vznik amfibolov s vysokým obsahom Fe a zložením Cl-K-hastingsit, Mn-feroaktinolit a feroaktinolit (obr. 2b) a prítomnosť epidotu, kalcitu a draselného živca.

V ďalšom pokračovaní zóny asociujú zelené klinopyroxény strednej veľkosti s muskovitom, ktorý zatlačil plagioklasy s anortitickým zložením.

Na túto zónu aj z druhej strany nadväzuje tenká zóna so zložením: žltkastý klinopyroxén – plagioklas – ilmenit – rudné minerály.

3. zóna s ortopyroxénmi, plagioklasmi, magnetitmi a ilmenitmi (foto 1A, 2C; tab. 1 – 4). – Túto zónu tvoria drobné, do vrstvičiek usporiadané stĺpčekovité ortopyroxény, drobnozrnné plagioklasy a hojné magnetity a ilmenity. Vystupuje tu drobný amfibol s edenitovým (magneziohastingsitovým) zložením (obr. 2b) a zriedkavý apatit. Ortopyroxény s enstatitovým zložením (obr. 2a) majú pomerne vysoké Mg# [=100*Mg/(Mg + Fe^{2+})], okolo 72, a vnútro plagioklasov

Tab. 1
Chemické zloženie pyroxénov zo vzoriek KON-1 845,8 m, KON-1 1 383,8 m a KŠ-33 1 300,4 m
Chemical composition of pyroxenes from the samples KON-1 845.8 m, KON-1 1 383.8 m and KŠ-33 1 300.4 m

PYROXÉNY/PYROXENES	KON-1 845,8								KON-1 1 383,8		KŠ-33 1 300,4	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	opx	opx	opx	opx	opx	opx	opx
SiO_2	51,35	47,27	48,83	48,80	51,50	53,95	52,57	51,07	53,38	53,57	50,62	52,83
TiO_2	0,75	0,59	0,71	0,95	0,55	0,48	0,32	0,36	0,26	0,24	0,16	0,23
Al_2O_3	2,12	2,29	2,58	3,00	2,14	1,31	1,39	1,84	0,97	1,28	2,28	2,34
Fe_2O_3	1,72	4,14	3,80	3,44	2,48	0,74	3,80	2,85	0,88	0,30	1,12	0,59
Cr_2O_3	0,03	0,02	0,02	0,01	0,08	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,10	0,08
FeO	9,16	16,69	11,26	10,21	5,48	17,46	15,57	18,97	20,06	21,20	27,72	20,05
MnO	0,44	1,02	0,63	0,55	0,26	0,65	0,65	0,51	0,50	0,48	0,71	0,63
MgO	13,30	5,30	9,08	9,79	13,48	25,21	25,93	22,99	22,92	23,10	17,92	23,68
NiO	0,00	0,00	0,05	0,04	0,04	0,03	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,04
CaO	21,41	22,71	23,53	23,53	24,97	1,27	0,46	0,65	1,89	1,10	0,20	0,35
Na_2O	0,28	0,17	0,16	0,16	0,06	0,04	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Suma	100,56	100,20	100,65	100,51	101,04	101,16	100,74	99,31	100,92	101,33	100,86	100,82
Prepočet na 6 kyslíkov/Recalculation on 6 oxygens												
Si	1,93	1,89	1,89	1,88	1,92	1,95	1,93	1,92	1,97	1,96	1,93	1,94
Ti	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Al	0,09	0,11	0,12	0,14	0,09	0,06	0,06	0,08	0,04	0,06	0,10	0,10
Fe^{3+}	0,05	0,12	0,11	0,10	0,07	0,02	0,10	0,08	0,02	0,01	0,03	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,29	0,56	0,36	0,33	0,17	0,53	0,48	0,60	0,62	0,65	0,88	0,61
Mn	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,74	0,32	0,52	0,56	0,75	1,36	1,42	1,29	1,26	1,26	1,02	1,29
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,86	0,97	0,98	0,97	1,00	0,05	0,02	0,03	0,07	0,04	0,01	0,01
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,02	4,04	4,04	4,03	4,02	4,01	4,03	4,03	4,01	4,00	4,01	4,01
Mg #	72,14	36,14	58,98	63,09	81,41	72,02	74,80	68,36	67,07	66,01	53,54	67,79
Wo	44,04	48,50	48,91	49,04	50,00	2,48	0,89	1,30	3,75	2,19	0,42	0,71
En	38,06	15,74	26,26	28,40	37,54	68,76	69,55	64,17	63,21	63,79	51,80	66,07
Fs	17,89	35,76	24,83	22,56	12,47	28,75	29,56	34,53	33,04	34,02	47,77	33,22

Vysvetlivky: 1 – žltkastý klinopyroxén zo zóny s drobnozrnnou štruktúrou a zložením: cpx – pl – ilm – rudné minerály; 2 – stred väčšieho zeleného klinopyroxénu; 3 – okraj väčšieho zeleného klinopyroxénu; 4 – malý zelený klinopyroxén; 5 – šupinkovitý diopsid v cpx-pl symplektite; 6 – vnútro ortopyroxénu v zóne so zložením opx – pl – mag – ilm; 7 – zachovaný ortopyroxén s odmiešaninami magnetitu v bázickom diferenciáte; 8 – magmatický ortopyroxén v bázickom diferenciáte; 9, 10 – vnútro ortopyroxénu; 11 – vnútro ortopyroxénu; 12 – okrajová časť ortopyroxénu.

Skratky: cpx – klinopyroxén, ilm – ilmenit, mag – magnetit, opx – ortopyroxén, pl – plagioklas, Mg # = 100*/(Mg + Fe^{2+}); prepočet na koncové členy: Wo – wollastonit, En – enstatit, Fs – ferosilit (Fs = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn). Fe^{3+} sa vypočítalo nábojovou bilanciou.

Explanations: 1 – yellowish clinopyroxene from the fine-grained zone with composition: cpx – pl – ilm – ore minerals; 2 – core of larger green clinopyroxene; 3 – rim of larger green clinopyroxene; 4 – small green clinopyroxene; 5 – flaked diopside in the cpx-pl symplectite; 6 – inner part of orthopyroxene in the opx – pl – mag – ilm zone; 7 – fresh orthopyroxene with magnetite exsolutions in the basic differentiate; 8 – magmatic orthopyroxene in the basic differentiate; 9, 10 – inner parts of orthopyroxene; 11 – inner parts of orthopyroxene; 12 – marginal part of orthopyroxene.

Abbreviations: cpx – clinopyroxene, ilm – ilmenite, mag – magnetite, opx – orthopyroxene, pl – plagioclase, Mg # = 100*/(Mg + Fe^{2+}); end-member recalculation: Wo – wollastonite, En – enstatite, Fs – ferrosilite (Fs = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn). Fe^{3+} was calculated by the charge balance.

je vysoko bázické (An 94). Okraj plagioklasov má priemernú bazicitu (An 46). Magnetity sú čiastočne alterované. Dôkazom toho je aj nízka suma analýz. Je pre ne charakteristický zvýšený obsah Ti a Al. Magnetit v niektorých ortopyroxénoch vytvára odmiešaniny červíkovitých tvarov.

Na túto zónu nadväzuje ***bázický diferenciát*** so zložením: plagioklas – ortopyroxén – magnetit – kremeň? (tab. 1 – 3, 5). Má *magmatický pôvod*. Ortopyroxény sú zachované alebo postihnuté premenami (aktinolitizácia, biotitizácia). Majú enstatitové zloženie (obr. 2a; vyšší podiel ferosilitovej zložky ako ostatné ortopyroxény z tejto vzorky) a Mg# okolo 68. V mieste obohatenia o magnetit, ktoré je v kontakte s xenolitom a ortopyroxénmi, vystupujú zrná zatlačené minerálom červenohnedej farby pripomínajúcim iddingsit. V niektorých je zachovaný ortopyroxén s odmiešaninami magnetitov červíkovitých tvarov (foto 2D). Tieto orto-

Tab. 2
Chemické zloženie živcov zo vzoriek KON-1 845,8 m, KON-1 1 383,8 m, KŠ-33 1 164,8 m, KŠ-33 1 300,4 m, KŠ-33 1 362,5 m a KŠ-33 1 370 m
Chemical composition of feldspars from the samples KON-1 845.8 m, KON-1 1 383.8 m, KŠ-33 1 164.8 m, KŠ-33 1 300.4 m, KŠ-33 1 362.5 m and KŠ-33 1 370 m

ŽIVCE/FELDSPARS	KON-1 845,8							KON-1 1 383,8		KŠ-33 1 164,8			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	pl	pl	pl	pl	pl	pl	pl	pl	pl	pl	kfs	pl	pl
SiO_2	43,74	54,65	45,98	43,92	44,84	57,22	50,75	50,66	49,55	61,06	64,79	45,66	56,51
Al_2O_3	36,26	28,60	33,82	34,78	35,55	27,22	31,06	31,53	32,20	24,34	19,79	34,92	27,47
FeO_{tot}	0,45	0,67	1,13	1,34	0,66	0,55	0,47	0,51	0,98	0,21	0,09	0,47	0,50
MgO	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	20,07	11,51	18,22	19,74	19,35	9,68	14,24	14,86	15,73	5,78	0,99	18,22	9,52
Na_2O	0,13	4,81	1,25	0,32	0,61	6,27	3,55	3,01	2,67	8,28	4,42	1,04	6,04
K_2O	0,03	0,31	0,09	0,02	0,02	0,19	0,06	0,19	0,21	0,34	9,42	0,01	0,29
SrO	0,01	0,10	0,02	0,01	0,13	0,12	0,08	0,11	0,09	0,05	0,00	0,05	0,10
BaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,02	0,06	0,20	0,73	0,00	0,04
Suma	100,69	100,70	100,51	100,17	101,16	101,31	100,29	100,91	101,52	100,26	100,24	100,37	100,49
Prepočet na 8 kyslíkov/Recalculation on 8 oxygens													
Si	2,02	2,46	2,12	2,04	2,06	2,55	2,31	2,30	2,25	2,72	2,94	2,10	2,54
Al	1,97	1,52	1,84	1,91	1,92	1,43	1,67	1,68	1,72	1,28	1,06	1,89	1,45
Fe^{2+}_{tot}	0,02	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,00	0,02	0,02
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,99	0,56	0,90	0,98	0,95	0,46	0,70	0,72	0,76	0,28	0,05	0,90	0,46
Na	0,01	0,42	0,11	0,03	0,05	0,54	0,31	0,26	0,23	0,71	0,39	0,09	0,53
K	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,55	0,00	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Suma	5,01	5,00	5,02	5,02	5,01	5,01	5,01	5,00	5,02	5,01	5,00	5,00	5,01
Prepočet na koncové členy/Recalculation on end-members													
Ab	1,18	42,27	10,95	2,87	5,40	53,36	30,94	26,52	23,20	70,53	39,09	9,39	52,52
An	98,66	55,89	88,53	97,02	94,47	45,56	68,59	72,36	75,52	27,24	4,85	90,54	45,74
Or	0,17	1,79	0,52	0,11	0,14	1,04	0,36	1,09	1,18	1,89	54,76	0,07	1,67
Cs	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,11	0,03	0,10	0,34	1,31	0,00	0,07

Vysvetlivky: 1 – vnútro a 2 – okraj plagioklasu zo zóny s drobnozrnnou štruktúrou a zložením: cpx – pl – ilm – rudné minerály; 3 – plagioklas v cpx-pl symplektite; 4 – plagioklas zatlačený muskovitom v zóne so zelenými klinopyroxénmi; 5 – vnútro a 6 – okraj plagioklasu zo zóny so zložením opx – pl – mag – ilm; 7 – plagioklas z bázického diferenciátu; 8 – vnútro plagioklasu; 9 – plagioklas oválneho tvaru; 10 – okraj plagioklasu; 11 – okraj draselného živca; 12 – plagioklas z lemu okolo sillimanitu; 13 – vnútro plagioklasu; 14 – lem plagioklasu; 15 – vnútro plagioklasu; 16 – okraj plagioklasu; 17 – draselný živec; 18 – analýza plagioklasu medzi biotitmi; 19 – iný plagioklas; 20 – vnútro draselného živca; 21 – okraj draselného živca; 22, 23 – vnútro plagioklasu; 24 – lem okolo plagioklasu; 25 – okraj restitu plagioklasu; 26 – okraj draselného živca.

Skratky: pl – plagioklas, kfs – draselný živec, cpx – klinopyroxén, ilm – ilmenit, mag – magnetit, opx – ortopyroxén; prepočet na koncové členy: Ab – albit, An – anortit, Or – ortoklas, Cs – celzián.

pyroxény s enstatitovým zložením majú Mg# 72 a 75, podobné Mg# ortopyroxénov zo zóny xenolitu so zložením ortopyroxén – plagioklas – magnetit – ilmenit. Magnetity majú zvýšený obsah Ti a Al. V tejto časti vzniká aj biotit.

KON-1 1 383,8 m

Z hĺbky 1 383,8 m je opísaný granátický amfibolit asimilovaný v kremitom monzodiorite (Konečný et al., 1977). Z amfibolitu sa zachovali iba granáty. V intervale 1 383 až 1 385 m sú zároveň opísané vertikálne injekcie bázickejšieho materiálu (Konečný et al., l. c.).

Študovaná nová vzorka z tejto hĺbky zodpovedá ***bázickejšiemu diferenciátu*** (foto 1B). Je pomerne hrubozrnná, tvorená ortopyroxénmi a plagioklasmi, pričom plagioklasy sú usporiadané subparalelne. Typickým znakom vzorky je hojná prítomnosť prevažne oválnych červenohnedých zŕn (foto 1B). Z ďalších minerálov bol identifikovaný magnetit, biotit a kremeň. Cez horninu prenikajú žilky chloritu a aktinolitu, objavuje sa aj biotitizácia vo forme drobných šupiniek a žiliek biotitu. Plagioklasy sú v malej miere zatlačené draselným živcom (foto 2E). Ako ďalší sekundárny minerál je v hornine prítomný kalcit. Vzorka je po okrajoch viac premenená ako jej vnútorná časť.

Plagioklasy tvoria lišty a tabuľky (analyzované vnútro výrastlice má An 72) a drobné oválne zrná (An 76), poikiliticky uzatvorené v ortopyroxénoch (foto 2E, tab. 2).

Ortopyroxény sú pomerne zachované, vypĺňajú medzizrnové priestory medzi plagioklasmi (foto 1B, 2E). Majú enstatitové zloženie (obr. 2a, tab. 1).

Tab. 2
pokračovanie/continued

ŽIVCE/FELDSPARS	KŠ-33 1 164,8			KŠ-33 1 300,4			KŠ-33 1 362,5			KŠ-33 1 370			
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	pl	pl	pl	kfs	pl	pl	kfs	kfs	pl	pl	pl	pl	kfs
SiO_2	50,70	53,89	59,61	65,38	47,91	59,18	64,70	63,41	61,75	44,19	57,26	58,23	64,75
Al_2O_3	31,64	29,40	25,32	18,96	33,04	25,72	19,30	19,32	23,60	35,45	27,50	26,61	19,29
FeO_{tot}	0,50	0,26	0,50	0,21	0,49	0,43	0,30	0,35	0,38	0,54	0,36	0,39	0,38
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	14,58	12,04	7,33	0,09	17,07	7,71	0,56	0,46	5,35	19,56	9,40	8,57	0,50
Na_2O	3,24	4,63	7,25	1,94	2,05	7,29	3,09	2,41	8,33	0,61	6,39	6,93	2,94
K_2O	0,16	0,49	0,32	14,03	0,09	0,37	12,08	12,66	0,39	0,05	0,13	0,19	12,56
SrO	0,13	0,09	0,08	0,00	0,18	0,04	0,08	0,05	0,03	0,02	0,08	0,00	0,05
BaO	0,00	0,01	0,15	0,05	0,00	0,15	0,12	1,58	0,17	0,00	0,00	0,00	0,40
Suma	100,96	100,80	100,57	100,65	100,84	100,88	100,22	100,25	99,99	100,42	101,12	100,91	100,86
Prepočet na 8 kyslíkov/Recalculation on 8 oxygens													
Si	2,30	2,43	2,66	2,98	2,19	2,63	2,96	2,94	2,75	2,04	2,55	2,59	2,95
Al	1,69	1,56	1,33	1,02	1,78	1,35	1,04	1,05	1,24	1,93	1,44	1,40	1,04
Fe^{2+}_{tot}	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,71	0,58	0,35	0,00	0,84	0,37	0,03	0,02	0,26	0,97	0,45	0,41	0,02
Na	0,28	0,40	0,63	0,17	0,18	0,63	0,27	0,22	0,72	0,05	0,55	0,60	0,26
K	0,01	0,03	0,02	0,82	0,01	0,02	0,70	0,75	0,02	0,00	0,01	0,01	0,73
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Suma	5,01	5,01	5,00	5,00	5,01	5,02	5,01	5,02	5,00	5,02	5,01	5,02	5,03
Prepočet na koncové členy/Recalculation on end-members													
Ab	28,44	39,87	62,83	17,24	17,76	61,65	27,15	21,33	71,96	5,32	54,75	58,77	25,45
An	70,62	57,34	35,10	0,45	81,71	36,04	2,71	2,24	25,54	94,40	44,52	40,17	2,38
Or	0,94	2,77	1,80	82,22	0,53	2,05	69,92	73,60	2,19	0,28	0,73	1,06	71,47
Cs	0,00	0,02	0,26	0,09	0,00	0,26	0,21	2,83	0,30	0,00	0,00	0,00	0,70

Explanations: 1 – inner part and 2 – rim of plagioclase from the fine-grained zone with composition: cpx – pl – ilm – ore minerals; 3 – plagioclase from the cpx-pl symplectite; 4 – plagioclase replaced by muscovite in the zone with green clinopyroxenes; 5 – inner part and 6 – rim of plagioclase from the zone with composition: opx – pl – mag – ilm; 7 – plagioclase from the basic differentiate; 8 – inner part of plagioclase; 9 – round-shaped plagioclase; 10 – rim of plagioclase; 11 – rim of K-feldspar; 12 – plagioclase from sillimanite mantle; 13 – inner part of plagioclase; 14 – plagioclase rim; 15 – inner part of plagioclase; 16 – rim of plagioclase; 17 – K-feldspar; 18 – plagioclase among biotites; 19 – another plagioclase; 20 – inner part of K-feldspar; 21 – rim of K-feldspar; 22, 23 – inner part of plagioclase; 24 – mantle around plagioclase; 25 – rim of plagioclase restite; 26 – rim of K-feldspar.

Abbreviations: pl – plagioclase, kfs – K-feldspar, cpx – clinopyroxene, ilm – ilmenite, mag – magnetite, opx – orthopyroxene; end-member recalculation: Ab – albite, An – anorthite, Or – orthoclase, Cs – celsian.

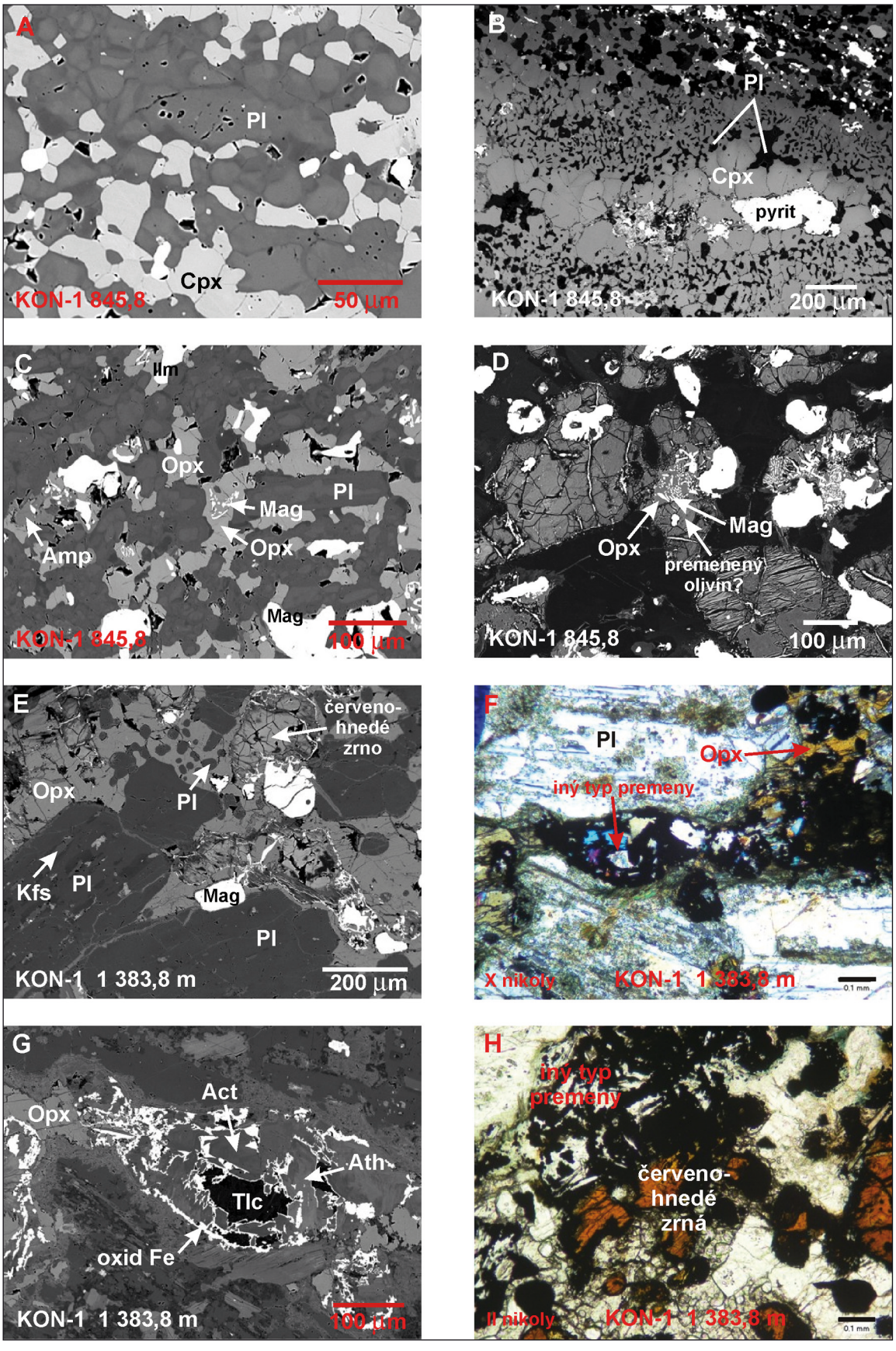
Pravdepodobne červenohnedé zrná (foto 1B, 2H) boli v práci Konečného et al. (l. c.) považované za granáty andraditového zloženia. Podobná situácia je aj pri vzorke z hĺbky ***1 452,5 m***. Tieto zrná však evidentne nie sú primárnym minerálom, ale sú produktom premeny minerálu pochádzajúceho zo skoršej magmatickej etapy. Dôkazom toho je ich prevažne zaoblený tvar, ktorý vznikol magmatickou koróziou. Pôvodný minerál sa nepodarilo identifikovať. Analyzované zrná majú zloženie pripomínajúce iddingsit (tab. 5).

Okrem červenohnedých zŕn bol vo vzorke identifikovaný aj ďalší typ alterovaných minerálov (foto 2F, G). Vystupujú aj vnútri magmatických ortopyroxénov. Tieto zrná majú v mikroskope pri rovnobežných nikoloch svetlú farbu, pri skrížených pestré interferenčné farby (foto 2F). Asociujú s oxidom Fe (magnetit). Štúdiom vzorky v elektrónovom mikroanalyzátore sa zistilo, že zrná sú premenené na asociáciu antofylit, aktinolit až magneziohornblend a talk (foto 2G; obr. 2b; tab. 3 – 5).

Vrt KŠ-33

Vo vrte KŠ-33 sa našlo niekoľko tmavých šmuhovitých útvarov s veľkosťou rádovo prvé centimetre. Väčšinou však boli z inej hĺbky, ako uvádza Štohl (1985). Na základe analógie sa domnievame, že zodpovedajú opisovaným xenolitom – fragmentom kryštalických bridlíc alebo útržkom kryštalinického podložia.

Pri bližšom štúdiu sme zistili, že nejde o kryštalické bridlice, ale o 2 typy xenolitov:


A
Pl
Cpx
KON-1 845,8
50 µm
B
Pl
Cpx
pyrit
KON-1 845,8
200 µm
C
Ilm
Opx
Pl
Mag
Amp
Opx
Mag
KON-1 845,8
100 µm
D
Opx
Mag
premenený
olivín?
KON-1 845,8
100 µm
E
červeno-
hnedé
zrno
Opx
Pl
Kfs
Pl
Mag
Pl
KON-1 1 383,8 m
200 µm
F
Pl
Opx
iný typ premeny
X nikoly
KON-1 1 383,8 m
G
Act
Opx
Ath
Tlc
oxid Fe
KON-1 1 383,8 m
100 µm
H
iný typ
premeny
červeno-
hnedé
zrná
II nikoly
KON-1 1 383,8 m

1. intenzívne termálne prepracované útržky pravdepodobne sedimentárnych hornín,
2. xenolity bohaté na biotit.

Intenzívne termálne prepracované útržky pravdepodobne sedimentárnych hornín

Pre tieto xenolity je typická tmavá farba, ktorá je spôsobená hojnou prítomnosťou spinelu s hercynitovým zložením, magnetitu a ilmenitu (tab. 3). Ich šmuhovitosť a nehomogénny vzhľad je spôsobený variabilným podielom týchto minerálov v rámci xenolitu. Hranice xenolitu s okolitou horninou sú pomerne ostré (foto 1C).

Ďalšie typické minerály sú živce (plagioklasy a draselné živce), ktoré asociujú s biotitmi a korundmi (tab. 2 – 5). V rámci xenolitov môžeme rozlíšiť časti bohatšie na živce a biotity (foto 3A) a časti bohatšie na živce a korundy (foto 3B). Vo vzorke z hĺbky 1 089,5 m vytvárajú draselné (alkalické) živce pomerne veľké agregáty (foto 3C). Živce sú prevažujúcou fázou aj vo vzorke z hĺbky 1 299,0 m.

Plagioklasy sa analyzovali vo vzorkách z hĺbky 1 164,8 a 1 370 m (tab. 2). Väčšina plagioklasov dosahuje stredné hodnoty bazicity (An 30 – 60). Vysoko bázické plagioklasy (An viac ako 88) v hĺbke 1 164,8 m zatláčajú sillimanit a v hĺbke 1 370 m tvoria vnútorné časti plagioklasov. Pre draselné živce je typický zvýšený obsah Na (hodnota albitovej zložky meraných živcov: 39, 22, 23, 25).

Biotity majú šupinkovitý a tabuľkovitý habitus (foto 3A). Mg# dosahuje hodnotu 60 – 75. Je pre ne charakteristický vysoký obsah Ti (tab. 5). Poukazuje to na ich vysokoteplotný pôvod.

Pomerne zriedkavé minerály sú sillimanity, ktoré v xenolite z hĺbky 1 254,5 m vytvárajú veľké kryštály s ihličkami korundov (foto 3D). Ihličkovité korundy sa nachádzajú aj mimo sillimanitov. Iba v jednej vzorke (1 089,5 m) sa našli kordierity (tab. 5).

Korundy tvoria zrná a ihlice. Ich premenou vznikajú muskovity.

V niektorých prípadoch v blízkosti xenolitu alebo v jeho vnútri vystupujú turmalíny so skorylovým a dravitovým zložením (tab. 5).

V xenolitoch boli identifikované aj monazity a zirkóny.

Xenolity bohaté na biotit

Do tejto skupiny patria xenolity z hĺbky 1 300,4 a 1 362,5 m. Je pre ne charakteristická prevaha lištovitých a tabuľkovitých biotitov, ktoré sú v hĺbke 1 300,4 m (foto 3E) usporiadané všesmerne a v hĺbke 1 362,5 m usmernené. Biotity majú Mg# v rozmedzí 67 – 77, sú teda mierne horečnatejšie ako biotity predchádzajúcej skupiny xenolitov. Zvýšený obsah Ti (tab. 5) taktiež poukazuje na vysokoteplotný pôvod.

Spolu s biotitmi vystupujú plagioklasy a alkalické živce (tab. 2). Sú tu prítomné aj magnetity (v prevahe), ilmenity, hercynity a apatity.

Medzi biotitmi sa nachádzajú zóny, v ktorých vystupujú ortopyroxény a živce. V hĺbke 1 300,4 m sú ortopyroxény zachované (foto 3E) a v oboch vzorkách možno nájsť ortopyroxény aktinolitizované. Analyzované ortopyroxény majú inverznú zonálnosť – vnútorné časti sú bohatšie na Fe ako okraje (tab. 1). Ich zloženie zodpovedá enstatitu, pričom projekčný bod analýzy vnútornej časti je blízko rozhrania enstatit/ferosilit (obr. 2a). Analyzované plagioklasy majú pomerne nízku bazicitu (An približne 20 – 40), aj keď niektoré z nich sú pomerne vysoko bázické (vnútorné časti plagioklasov, An vyše 80). Draselné živce majú pomerne vysokú variabilitu v zložení (Or 64 – 90).

KŠ-8 35,2 m

Z tohto vrtu sme študovali dve vzorky z hĺbky 35,2 m. V jednej z nich bol prítomný ***termálne prepracovaný útržok sedimentu***, tvorený zrniečkami magnetitu a spinelu, ihličkami korundu, zriedkavým biotitom a živcami. Útržok je čiastočne chloritizovaný. Druhá vzorka z xenolitu ruly sa mohla študovať iba v optickom mikroskope.

Vzorku ruly z tejto hĺbky možno označiť za ***granátticko-biotitickú rulu***, tak, ako je opísaná v práci Štohla et al. (1981). Jej kontakt s okolitým andezitom je ostrý, pri okraji sú väčšinou koncentrované biotity.

◀**Fototab. 2. Vrt KON-1, 845,8 m. A** – Detailný pohľad na zónu s drobnozrnnou štruktúrou a zložením: žltkastý klinopyroxén – plagioklas – ilmenit – rudné minerály. BEI. **B** – Zóna so zelenými klinopyroxénmi: vnútri zóny sú väčšie klinopyroxény, ktoré sú bohatšie na železo ako drobnejšie klinopyroxény v symplektitoch s plagioklasmi. Symplektity sú z oboch strán väčších klinopyroxénov. BEI. **C** – Pohľad na zónu s ortopyroxénmi, plagioklasmi, magnetitmi a ilmenitmi. BEI. **D** – Detailný pohľad na premenené zrná červenohnedej farby. Vnútri nich sa môžu nachádzať ortopyroxény s odmiešaninami magnetitu. BEI. **Vrt KON-1, 1 383,8 m. E** – BEI obrázok bázického diferenciátu. V hornej časti obrázka sú viditeľné malé zaoblené plagioklasy uzatvorené v ortopyroxéne. **F** – Mikrofotografia a **G** – BEI obrázok iného typu premeny ako červenohnedé zrná. Na BEI obrázku vidíme premenu na asociáciu talk, antofylit, aktinolit a oxid Fe. **H** – Mikrofotografia oboch typov premien vedľa seba. *Použité skratky:* Act – aktinolit, Amp – amfibol, Ath – antofylit, Cpx – klinopyroxén, Ilm – ilmenit, Kfs – draselný živec, Mag – magnetit, Opx – ortopyroxén, Pl – plagioklas, Tlc – talk, BEI – obraz tvorený spätne rozptýlenými elektrónmi.

Phototab. 2. The borehole **KON-1, 845.8 m. A** – A detailed view at the zone with fine-grained structure and with the composition: yellowish clinopyroxene – plagioclase – ilmenite – ore minerals. BEI. **B** – The zone with green clinopyroxenes: The larger clinopyroxenes in the inner part of this zone are more Fe-rich than outer smaller clinopyroxenes in symplectites with plagioclases at the both sides of larger clinopyroxenes. BEI. **C** – The zone with orthopyroxenes, plagioclases, magnetites and ilmenites. BEI. **D** – Altered minerals of reddish-brown colour in detail. Orthopyroxenes with magnetite exsolutions can be present in their interiors. BEI. The borehole **KON-1, 1 383.8 m. E** – The image of the basic differentiate. There are small rounded plagioclases enclosed in orthopyroxene in the upper part of the image. BEI. **F** – Another type of the alteration of grains. Crossed polars. **G** – Back-scattered electron image of another type of the alteration. The alteration to talc, anthophyllite, actinolite and Fe-oxide is distinctly visible. **H** – Both types of alteration of grains displayed together. PPL. *Abbreviations:* Act – actinolite, Amp – amphibole, Ath – anthophyllite, Cpx – clinopyroxene, Ilm – ilmenite, Kfs – K-feldspar, Mag – magnetite, Opx – orthopyroxene, Pl – plagioclase, Tlc – talc, BEI – back-scattered electron image, PPL – plane polarized light.

Tab. 3
Chemické zloženie spinelov a ilmenitov zo vzoriek KON-1 845,8 m, KŠ-33 1 164,8 m a KŠ-33 1 370 m
Chemical composition of spinels and ilmenites from the samples KON-1 845.8 m, KŠ-33 1 164.8 m and KŠ-33 1 370 m

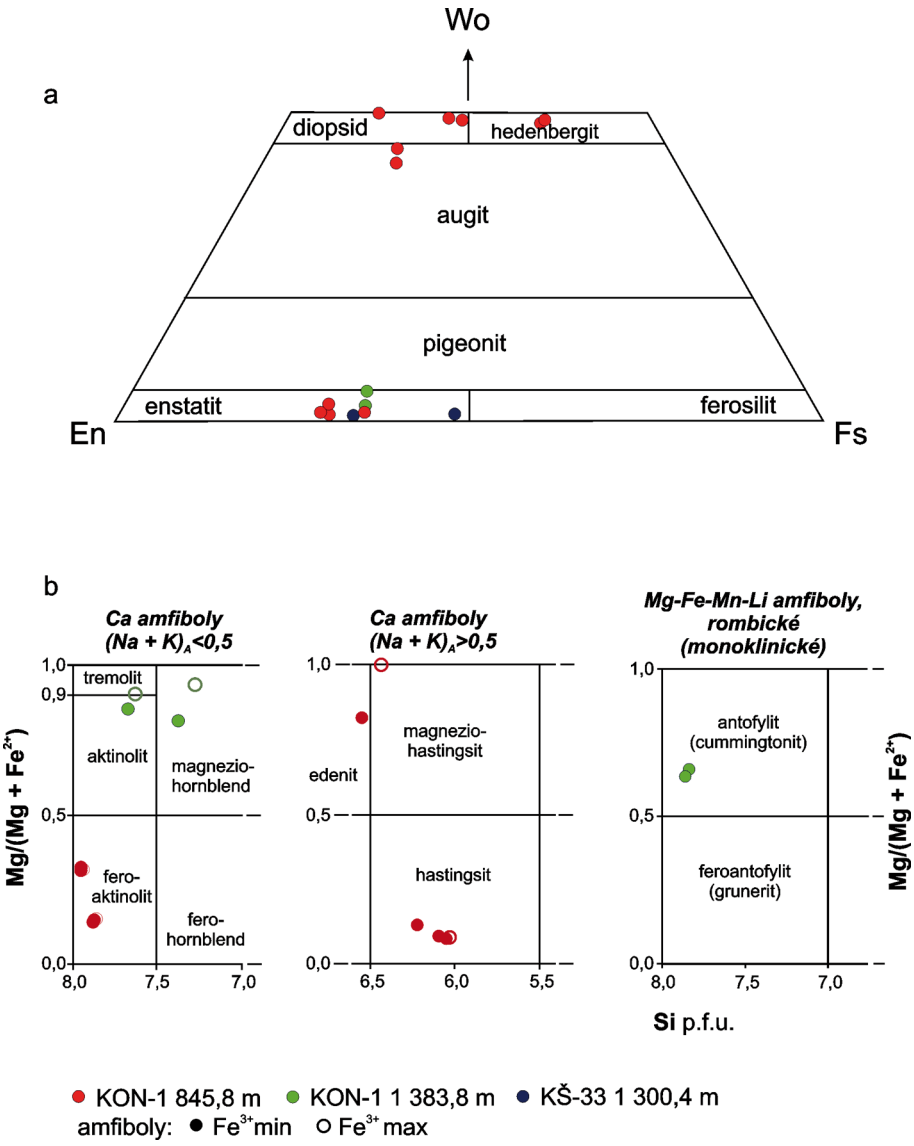
SPINELY/SPINELS											ILMENITY/ILMENITES	
	KON-1 845,8			KON-1 1 383,8	KŠ-33 1 164,8			KŠ-33 1 370			KON-1 845,8	
	1	2	3	4	4	5	6	7	8	9	1	2
	mag	mag	mag	mag	hercynit	hercynit	mag	hercynit	hercynit	mag	ilm	ilm
SiO_2	0,09	0,07	0,20	0,12	0,22	0,07	0,11	0,03	0,04	0,03	0,08	0,05
TiO_2	6,35	7,31	10,26	0,05	0,05	0,10	0,22	0,05	0,03	0,18	47,80	49,67
Al_2O_3	2,71	2,87	3,89	0,15	59,73	50,74	0,11	58,08	57,55	0,49	0,03	0,02
Fe_2O_3	51,54	49,87	43,14	68,31	4,58	15,86	69,05	5,11	4,95	67,84	8,59	6,23
Cr_2O_3	0,17	0,19	0,10	0,00	0,08	0,08	0,22	0,09	0,15	0,06	0,09	0,06
V_2O_3	0,38	0,38	0,25	nest.	nest.	nest.	nest.	0,06	0,03	0,28	0,31	0,14
FeO	35,25	36,29	38,23	30,95	23,52	22,87	30,99	28,70	29,77	30,87	36,96	40,70
MnO	0,31	0,37	0,55	0,07	0,43	0,29	0,15	0,66	0,73	0,06	5,35	1,49
MgO	0,63	0,64	1,23	0,00	11,23	10,96	0,00	7,61	6,79	0,07	0,05	1,29
CaO	0,18	0,11	0,07	0,14	0,17	0,07	0,21	0,10	0,07	0,07	0,48	0,16
NiO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,10	0,12	0,22	nest.	0,15	0,24	0,00	0,29	0,22	0,01	0,00	0,00
Suma	97,71	98,22	98,14	99,79	100,17	101,29	101,08	100,82	100,35	99,96	99,74	99,83
Prepočet na 4 kyslíky Recalculation on 4 oxygens											Prepočet na 3 kyslíky Recalculation on 3 oxygens	
Si	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,18	0,21	0,29	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,94	0,96
Al	0,12	0,13	0,17	0,01	1,90	1,66	0,00	1,89	1,89	0,02	0,00	0,00
Fe^{3+}	1,49	1,43	1,22	1,98	0,09	0,33	1,97	0,11	0,10	1,96	0,17	0,12
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,01	0,01	0,01	nest.	nest.	nest.	nest.	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe^{2+}	1,13	1,16	1,20	1,00	0,53	0,53	0,99	0,66	0,69	0,99	0,81	0,87
Mn	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,12	0,03
Mg	0,04	0,04	0,07	0,00	0,45	0,45	0,00	0,31	0,28	0,00	0,00	0,05
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,01	nest.	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,06	2,04

Vysvetlivky: *Spinely:* 1, 2 – magnetit zo zóny so zložením opx – pl – mag – ilm; 3 – magnetit v ortopyroxéne v bázickom diferenciáte; 4 – magnetit v zrne postihnutom premenou; 4, 5 – hercynit, drobné zrno; 6 – magnetit, drobné zrno; 7, 8 – hercynity; 9 – magnetit v asociácii so spinelom. *Ilmenity:* 1 – ilmenit zo zóny so zložením cpx – pl – ilm – rudné minerály; 2 – ilmenit zo zóny so zložením opx – pl – mag – ilm.

Skratky: cpx – klinopyroxén, mag – magnetit, ilm – ilmenit, opx – ortopyroxén, pl – plagioklas, nest. – nestanovené. Fe^{3+} sa vypočítalo nábojovou bilanciou.

Explanations: *Spinels:* 1, 2 – magnetite from the zone with opx – pl – mag – ilm composition; 3 – magnetite in orthopyroxene from the basic differentiate; 4 – magnetite from altered grain; 4, 5 – hercynite, small grain; 6 – magnetite, small grain; 7, 8 – hercynites; 9 – magnetite associated with spinel. *Ilmenites:* 1 – ilmenite from the zone of the composition: cpx – pl – ilm – ore minerals; 2 – ilmenite from the zone of the composition: opx – pl – mag – ilm.

Abbreviations: cpx – clinopyroxene, mag – magnetite, ilm – ilmenite, opx – orthopyroxene, pl – plagioclase, nest. – not analysed. Fe^{3+} was calculated by the charge balance.



Obr. 2. Klasifikačný diagram: a) pyroxénov (Morimoto et al., 1988), b) amfibolov (Leake et al., 1997). Plné krúžky predstavujú prepočet na Fe^{3+}min, prázdne krúžky prepočet na Fe^{3+}max (Schumacher in Leake et al., 1997).

Fig. 2. Classification of a) pyroxenes (Morimoto et al., 1988) and b) amphiboles (Leake et al., 1997). Filled circles represent recalculation for Fe^{3+}min, empty circles recalculation for Fe^{3+}max (Schumacher in Leake et al., 1997).

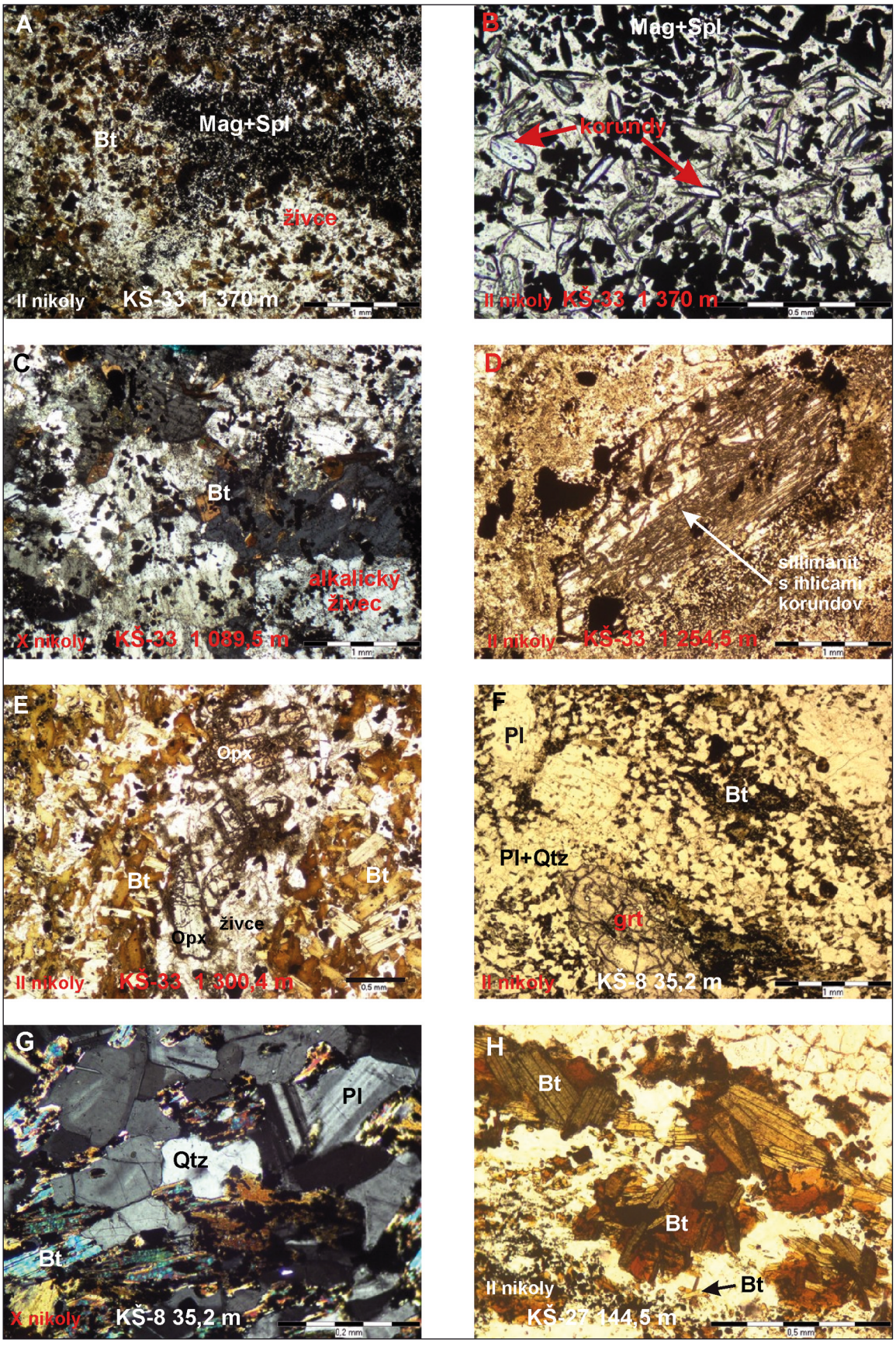
Rula má lepidogranoblastickú štruktúru. Tvoria ju zrná kremeňa a živcov, ktoré vytvárajú približne rovnomerne zrnitú štruktúru. Ojedinele sa vyskytujú aj zrná väčších rozmerov. Plagioklasy sú polysynteticky lamelované (foto 3G), väčšie zrná škvrnito zhášajú. V niektorých plagioklasoch vidieť stopy natavovania – uzavreniny, v ktorých je pravdepodobne prítomný Al silikát. Draselné živce sú len ojedinele prítomné v medzizrnových priestoroch a môžu mať aj sekundárny pôvod (rozpad biotitu). Biotit je drobnošupinkovitý a vypĺňa priestory medzi živcami a kremeňmi (foto 3F). V niektorých častiach vzorky je koncentrovaný a vytvára tmavé pásiky. Je zachovaný, alebo čiastočne chloritizovaný. Asociuje s tmavými minerálmi; pravdepodobne ide o Ti-fázy, ktoré sú produktom jeho rozpadu. Granát (foto 3F) je zriedkavý, vyskytuje sa vo forme korodovaných, rozbitých, ojedinele zachovaných väčších zŕn. Apatity a zirkóny sa viažu na biotity. Znakom termálneho prepracovania vzorky je aj zriedkavá prítomnosť hercynitov.

KŠ-27 144,5 m

Je to ***biotitická rula***, ktorá bola prepracovaná termicky a vplyvom fluíd. Biotitickú rulu z tejto hĺbky opisujú aj Štohl et al. (1981). Kontakt s okolitým andezitom nesie znaky termálneho prepracovania („prepečenie", foto 1D).

Horninu tvoria zrná plagioklasu a kremeňa, ktoré majú v rámci vzorky rôznu zrnitosť. Plagioklasy sú polysynteticky lamelované. Biotity tvoria šupinky, tabuľky a drobné ihličky, zoskupujú sa do pásov a agregátov (foto 3H). Časť biotitov je limonitizovaná. V jednej časti vzorky sa našiel kataklastický minerál – pravdepodobne granát.

Rula bola tepelne prepracovaná vplyvom andezitovej magmy, ktorá ju zachytila. Dôkazom toho je červenkastá farba biotitov, ktorá poukazuje na zvyšujúci sa obsah Ti


A
Bt
Mag+Spl
živce
II nikoly KŠ-33 1 370 m
B
Mag+Spl
korundy
II nikoly KŠ-33 1 370 m
C
Bt
alkalický živec
X nikoly KŠ-33 1 089,5 m
D
sillimanit s ihlicami korundov
II nikoly KŠ-33 1 254,5 m
E
Opx
Bt
Bt
živce
Opx
II nikoly KŠ-33 1 300,4 m
F
Pl
Bt
Pl+Qtz
grt
II nikoly KŠ-8 35,2 m
G
Pl
Qtz
Bt
X nikoly KŠ-8 35,2 m
H
Bt
Bt
Bt
II nikoly KŠ-27 144,5 m

(indikátor vysokoteplotných podmienok). Ďalším dokladom tepelného prepracovania je prítomnosť zŕn magnetitu a hercynitu, ktoré sú najhojnejšie v zóne pri kontakte s andezitom. Táto zóna je bohatá aj na fluidné inklúzie. Poukazuje to na vplyv fluíd na rulu. Aj v iných častiach vzorky sa fluidné inklúzie viažu zvlášť na zóny, kde sú hojnejšie spinelové minerály.

Diskusia

Vo vrtoch centrálnej zóny Javoria opísali Konečný et al. (1977, 1985), Štohl (1985) a Štohl et al. (1981, 1985) tieto typy hornín, ktoré sa môžu považovať za xenolity podložného kryštalinika:

– ***amfibolity:*** granátický amfibolit;

– ***granitoidy:*** granodiority, granit s ružovými ortoklasmi a granodiorit typu Sihla;

– ***ruly:*** biotitická plagioklasová rula, granáticko-biotitická rula, biotitické ruly, sericitická pararula a nešpecifikované ruly;

– ***iné:*** kryštalické bridlice, bližšie nešpecifikované xenolity z podložia, kremeň a aplit.

Amfibolity

Amfibolity boli pôvodne opísané iba vo vrte KON-1 z hĺbky 845,8 a 1 383,8 m (Konečný et al., 1977). V tomto vrte bola opísaná aj prítomnosť granátov (Konečný et al., l. c.), ktoré sa zachovali pravdepodobne ako relikty po asimilácii a pretavení podložného amfibolitu v kremitom diorite a kremitom monzodiorite, prípadne v hrubozrnnom diferenciáte pegmatitického charakteru (1 452,5 m).

V študovaných horninách z uvedenej hĺbky sa však *prítomnosť granátov ani amfibolitov nepotvrdila*. V hĺbke 845,8 m sa našiel *šmuhovitý xenolit s vrstvovitou stavbou* a vzorka z hĺbky 1 383,8 m zodpovedá *bázickému diferenciátu* tvorenému najmä ortopyroxénom a plagioklasom. *Granáty* (v hĺbke 1 383,8 a 1 452,5 m uvedené ako andradity) opísané v práci Konečného et al. (l. c.) *pravdepodobne zodpovedajú zrnám červenohnedej farby* nájdeným v našich vzorkách. V KON-1 v hĺbke 845,8 a 1 383,8 m sa nachádzajú v bázických diferenciátoch. Majú približne iddingsitové zloženie (tab. 5).

Granitoidy

Z granitoidných hornín opísaných ako xenolity vo vrtoch v centrálnej zóne Javoria sa nám nepodarilo získať žiadnu vzorku. Preto vo väčšine prípadov môžeme iba odhadnúť priradenie opísaných hornín ku konkrétnemu typu veporických granitoidov.

Mylonitizované granodiority podložia z vrtu KJ-24 z práce Konečného et al. (1985) môžu zodpovedať buď *veporskému typu granodioritov*, alebo *tzv. hybridným granodioritom*. Pre oba typy granitoidných hornín je charakteristická deformácia a rekryštalizácia (Bezák et al., 1999).

Xenolit granitu s ružovými ortoklasmi vo vrte KŠ-33 opísaný v práci Štohla (1985) patrí buď k petrografickej variete sihlianskej intruzívnej etapy, ktorú predstavujú *biotitické granodiority až tonality s ružovými porfýrickými až difúznymi draselnými živcami* (Bezák et al., 1999), alebo k *porfýrickým biotitickým granodioritom ipeľského typu s prevažne ružovými výrastlicami draselných živcov* (Krist, 1979).

Vo vrte KJ-3 (Štohl et al., 1981) je opísaný fragment *granodioritu typu Sihla*.

Ruly

Xenolity rôznych typov rúl z prác Štohla et al. (1981, 1985), ako aj nami študované vzorky rúl KŠ-8 z hĺbky 35,2 m a KŠ-27 z hĺbky 144,5 m môžeme na základe ich minerálneho zloženia priradiť ku *granáticko-biotiticko--plagioklasovým pararulám tzv. hybridného komplexu veporika* (Bezák et al., 1999).

Iné typy xenolitov

Do tejto skupiny môžeme zaradiť xenolity kryštalických bridlíc z vrtov KŠ-33 (Štohl, 1985) a KŠ-34 (Štohl et al., 1985), aplity z vrtu KŠ-33 (Štohl, 1985) a bližšie nešpecifikované xenolity z podložia (kryštalinika) z vrtov KŠ-33 (Štohl, 1985), KŠ-34 (Štohl et al., 1985), KJ-3 a KŠ-28 (Štohl et al., 1981). Kryštalické bridlice a aplity sú pravdepodobne súčasťou *hybridného komplexu veporika* (Bezák et al., 1999).

Vzorky na ďalšie štúdium sa nám podarilo získať iba z vrtu KŠ-33. Zistili sme, že tmavé šmuhovité útvary, ktoré

◀**Fototab. 3. Vrt KŠ-33. A** – Pohľad na časť xenolitu z hĺbky 1 370 m obsahujúcu magnetity, hercynity, biotity a živce. **B** – Pohľad na časť xenolitu z hĺbky 1 370 m obsahujúcu magnetity, hercynity, korundy a živce. **C** – Časť xenolitu z hĺbky 1 089,5 m s veľkými alkalickými živcami. **D** – Vzorka z hĺbky 1 254,5 m: veľký kryštál sillimanitu s ihlicami korundu v xenolite. **E** – Xenolit z hĺbky 1 300,4 m: pohľad na všesmerne usporiadané biotity a ortopyroxény so živcami medzi nimi. **Vrt KŠ-8, 35,2 m. F** – Xenolit ruly: pohľad na kremeňovo-živcový matrix, šupinkovitý biotit a granát. **G** – Detailný pohľad na kremeňovo-živcový matrix a šupinky biotitu v xenolite ruly. **Vrt KŠ-27, 144,5 m. H** – Mikrofotografia rôznych typov biotitov v xenolite ruly. *Použité skratky:* Bt – biotit, Grt – granát, Mag – magnetit, Opx – ortopyroxén, Pl – plagioklas, Qtz – kremeň, Spl – spinel (s hercynitovým zložením).

Phototab. 3. The borehole **KŠ-33. A** – Segment of the xenolith from 1 370 m containing magnetites, hercynites, biotites and feldspars. PPL. **B** – Segment of the xenolith from 1 370 m containing magnetites, hercynites, corundum and feldspars. PPL. **C** – Segment of the xenolith from 1 089.5 m with large alkali feldspars. CPL. **D** – The xenolith in the sample from 1 089.5 m: the big crystal of sillimanite with needles of corundum. PPL. **E** – The xenolith from 1 300.4 m: randomly oriented biotites. Orthopyroxenes and feldspars are situated among biotites. PPL. The borehole **KŠ-8, 35.2 m. F** – gneiss: quartz-feldspar matrix, biotite flakes and garnet. PPL. **G** – A detailed view on quartz-feldspar matrix and biotite flakes. CPL. The borehole **KŠ-27, 144.5 m. H** – various types of biotites. PPL. *Abbreviations:* Bt – biotite, Grt – garnet, Mag – magnetite, Opx – orthopyroxene, Pl – plagioclase, Qtz – quartz, Spl – spinel (of hercynite composition), PPL – plane polarized light, CPL – crossed polarized light.

Tab. 4
Chemické zloženie amfibolov zo vzoriek KON-1 845,8 m a KON-1 1 383,8 m
Chemical composition of amphiboles from the samples KON-1 845.8 m and KON-1 1 383.8 m

AMFIBOLY/AMPHIBOLES	KON-1 845,8								KON-1 1 383,8			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	hs	hs	hs	fac	fac	fac	fac	ed	ath	ath	ac	mhb
Analýzy s vypočítaným minimálnym obsahom Fe^{3+}/Analyses with calculated minimum Fe^{3+} content												
SiO_2	37,78	37,17	36,07	49,32	50,00	51,42	51,71	45,51	55,46	55,04	55,55	52,64
TiO_2	0,11	0,05	0,14	0,00	0,00	0,04	0,01	1,23	0,03	0,03	0,03	0,06
Al_2O_3	9,72	10,23	9,86	1,02	0,91	0,48	0,35	9,39	1,74	1,65	3,02	5,02
Fe_2O_3min	7,04	7,85	7,53	0,00	0,33	0,00	0,05	1,51	0,00	0,00	0,53	1,87
Cr_2O_3	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03
FeO	24,13	24,77	25,16	29,03	30,03	25,07	26,24	6,91	19,13	20,06	6,01	7,57
MnO	0,70	0,68	0,64	3,82	2,67	1,27	1,34	0,28	0,89	1,00	0,16	0,23
MgO	2,05	1,46	1,35	2,63	2,94	6,79	6,68	18,34	20,66	19,67	20,16	18,60
NiO	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,02
CaO	11,28	11,41	11,21	11,15	11,32	11,79	11,53	11,35	0,87	0,86	12,88	11,92
Na_2O	1,15	1,22	1,20	0,14	0,10	0,16	0,08	2,69	0,18	0,20	0,31	0,75
K_2O	1,78	2,02	2,18	0,07	0,06	0,02	0,03	0,65	0,01	0,00	0,07	0,06
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	2,98	3,83	4,06	0,15	0,03	0,07	0,11	0,17	0,04	0,03	0,08	0,08
H_2O	0,99	0,77	0,67	1,84	1,89	1,92	1,92	2,03	2,11	2,09	2,15	2,11
Suma čiast.	99,72	101,50	100,10	99,17	100,28	99,02	100,07	100,06	101,14	100,70	101,01	100,97
O = F, Cl	0,67	0,86	0,92	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02
Suma	99,04	100,64	99,18	99,14	100,28	99,01	100,04	100,02	101,13	100,69	100,99	100,95
Prepočet na 23 kyslíkov/Recalculation on 23 oxygens												
Si	6,23	6,10	6,05	7,88	7,88	7,95	7,95	6,55	7,84	7,86	7,67	7,37
Ti	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	1,89	1,98	1,95	0,19	0,17	0,09	0,06	1,59	0,29	0,28	0,49	0,83
Fe^{3+}min	0,89	0,99	0,97	0,00	0,04	0,00	0,01	0,16	0,00	0,00	0,05	0,20
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	3,39	3,47	3,61	3,88	3,96	3,24	3,37	0,84	2,26	2,39	0,69	0,89
Mn	0,10	0,09	0,09	0,52	0,36	0,17	0,17	0,03	0,11	0,12	0,02	0,03
Mg	0,50	0,36	0,34	0,63	0,69	1,57	1,53	3,94	4,35	4,19	4,15	3,88
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	1,99	2,01	2,02	1,91	1,91	1,95	1,90	1,75	0,13	0,13	1,91	1,79
Na	0,37	0,39	0,39	0,04	0,03	0,05	0,02	0,75	0,05	0,05	0,08	0,20
K	0,37	0,42	0,47	0,01	0,01	0,00	0,01	0,12	0,00	0,00	0,01	0,01
Suma	15,74	15,82	15,90	15,06	15,04	15,02	15,03	15,87	15,04	15,03	15,10	15,21
Mg #	0,13	0,09	0,09	0,14	0,15	0,33	0,31	0,82	0,66	0,64	0,86	0,81

Vysvetlivky: 1, 2, 3 – Cl-K-hastingsit, 4, 5 – Mn-feroaktinolit a 6, 7 – feroaktinolit v zóne so zelenými klinopyroxénmi (časť postihnutá metasomatózou); 8 – edenit (magneziohastingsit) v zóne so zložením opx – pl – mag – ilm; 9, 10 – antofylit, 11 – aktinolit a 12 – magneziohornblend z premeneného zrna.

Skratky: act – aktinolit, ath – antofylit, ed – edenit, fac – feroaktinolit, hs – hastingsit, ilm – ilmenit, mag – magnetit, mhb – magneziohornblend, mhs – magneziohastingsit, opx – ortopyroxén, pl – plagioklas, Mg # = 100*/(Mg + Fe^{2+}). Fe^{3+} sa vypočítalo podľa postupu uvedeného v práci Schumachera (in Leake et al., 1997).

pravdepodobne zodpovedajú fragmentom kryštalických bridlíc alebo útržkom kryštalinického podložia opísaným v práci Štohla (1985), *nie sú xenolity kryštalinika*. Sú to xenolity dvoch typov – *intenzívne termálne prepracované útržky pravdepodobne sedimentárnych hornín a xenolity bohaté na biotit*.

Xenolit z vrtu KON-1, hĺbka 845,8 m

Šmuhovitý xenolit vo vzorke z hĺbky 845,8 m pozostáva z niekoľkých vrstiev. Obsahuje netypické minerálne fázy: anortitické plagioklasy, vysoko hedenbergitické zelené klinopyroxény, klinopyroxény a ortopyroxény s vyšším Mg#. Hojná je prítomnosť magnetitu a ilmenitu.

Prítomnosť týchto minerálov poukazuje na termálne prepracovanie xenolitu, podľa všetkého dioritovou magmou, ktorá ho zachytila.

Predpokladáme, že xenolit bol pôvodne *Ca-silikátovou horninou, lokálne obohatenou o Fe*. Poukazujú na to tieto znaky:

– rohovcová stavba klinopyroxénovo-plagioklasovej zóny s klinopyroxénmi s vysokým podielom wollastonitovej zložky a anortitickými jadrami plagioklasov;

– zelené klinopyroxény so zvýšeným obsahom

Tab. 4
pokračovanie/continued

AMFIBOLKY/AMPHIBOLES	KON-1 845,8								KON-1 1 383,8			
	1 hs	2 hs	3 hs	4 fac	5 fac	6 fac	7 fac	8 mhs	9 ath	10 ath	11 ac	12 mhb
Analýzy s vypočítaným maximálnym obsahom Fe^{3+}/Analyses with calculated maximum content Fe^{3+}												
SiO_2	37,78	37,17	36,07	49,32	50,00	51,42	51,71	45,51	55,46	55,04	55,55	52,64
TiO_2	0,11	0,05	0,14	0,00	0,00	0,04	0,01	1,23	0,03	0,03	0,03	0,06
Al_2O_3	9,72	10,23	9,86	1,02	0,91	0,48	0,35	9,39	1,74	1,65	3,02	5,02
Fe_2O_3max	7,29	8,00	8,53	0,00	1,09	0,00	0,64	9,03	0,00	0,00	3,00	7,67
Cr_2O_3	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03
FeO	23,89	24,63	24,16	29,03	29,28	25,07	25,67	0,00	19,13	20,06	3,75	2,23
MnO	0,70	0,68	0,64	3,82	2,67	1,27	1,34	0,28	0,89	1,00	0,16	0,23
MgO	2,05	1,46	1,35	2,63	2,94	6,79	6,68	18,34	20,66	19,67	20,16	18,60
NiO	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,02
CaO	11,28	11,41	11,21	11,15	11,32	11,79	11,53	11,35	0,87	0,86	12,88	11,92
Na_2O	1,15	1,22	1,20	0,14	0,10	0,16	0,08	2,69	0,18	0,20	0,31	0,75
K_2O	1,78	2,02	2,18	0,07	0,06	0,02	0,03	0,65	0,01	0,00	0,07	0,06
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	2,98	3,83	4,06	0,15	0,03	0,07	0,11	0,17	0,04	0,03	0,08	0,08
H_2O	0,99	0,77	0,67	1,84	1,89	1,92	1,92	2,03	2,11	2,09	2,15	2,11
Suma čiast.	99,72	101,50	100,11	99,17	100,30	99,02	100,09	100,67	101,14	100,70	101,22	101,43
O = F, Cl	0,67	0,86	0,92	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02
Suma	99,05	100,64	99,19	99,14	100,29	99,01	100,06	100,63	101,13	100,69	101,20	101,41
Prepočet na 23 kyslíkov/Recalculation on 23 oxygens												
Si	6,22	6,09	6,03	7,88	7,86	7,95	7,94	6,44	7,84	7,86	7,63	7,27
Ti	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	1,89	1,98	1,94	0,19	0,17	0,09	0,06	1,57	0,29	0,28	0,49	0,82
Fe^{3+}max	0,92	1,01	1,10	0,00	0,13	0,00	0,07	0,98	0,00	0,00	0,31	0,81
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	3,36	3,45	3,46	3,88	3,86	3,24	3,30	0,00	2,26	2,39	0,43	0,26
Mn	0,10	0,09	0,09	0,52	0,36	0,17	0,17	0,03	0,11	0,12	0,02	0,03
Mg	0,50	0,36	0,34	0,63	0,69	1,57	1,53	3,87	4,35	4,19	4,13	3,83
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	1,99	2,01	2,01	1,91	1,91	1,95	1,90	1,72	0,13	0,13	1,90	1,76
Na	0,37	0,39	0,39	0,04	0,03	0,05	0,02	0,74	0,05	0,05	0,08	0,20
K	0,37	0,42	0,46	0,01	0,01	0,00	0,01	0,12	0,00	0,00	0,01	0,01
Suma	15,73	15,81	15,85	15,06	15,01	15,02	15,01	15,59	15,04	15,03	15,01	15,01
Mg #	0,13	0,09	0,09	0,14	0,15	0,33	0,32	1,00	0,66	0,64	0,90	0,94

Explanations: 1, 2, 3 – Cl-K-hastingsite, 4, 5 – Mn-ferroactinolite and 6, 7 – ferroactinolite in the zone with green clinopyroxenes (metasomatized part); 8 – edenite (magnesiohastingsite) in the zone with opx – pl – mag – ilm; 9, 10 – anthophyllite, 11 – actinolite and 12 – magnesiohornblende from altered grain.

Abbreviations: act – actinolite, ath – anthophyllite, ed – edenite, fac – ferroactinolite, hs – hastingsite, ilm – ilmenite, mag – magnetite, mhb – magnesiohornblende, mhs – magnesiohastingsite, opx – orthopyroxene, pl – plagioclase, Mg # = 100*/(Mg + Fe^{2+}). Fe^{3+} was calculated according to Schumacher (in Leake et al., 1997).

hedenbergitovej zložky až s hedenbergitovým zložením, ktoré môžu byť produktom termálnej metamorfózy sedimentov obohatených o Fe v niektorých Ca-silikátových horninách. Tvorba týchto pyroxénov je pravdepodobne spôsobená nestabilitou feroaktinolitu s rastúcou teplotou (Deer et al., 1997):

$$\underset{\text{feroaktinolit}}{\square Ca_2(Fe, Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2} + 3CaCO_3 + 2SiO_2 \rightarrow \underset{\text{hedenbergitický cpx}}{5Ca(Fe,Mg)Si_2O_6} + 3CO_2 + H_2O;$$

– symplektitické prerastanie hedenbergitického klinopyroxénu a vysoko bázického plagioklasu môže byť produktom rozpadu iného typu amfibolu (Deer et al., 1997):

$$\underset{\text{hornblend}}{\square Ca_2(Mg,Fe)_3Al_4Si_6O_{22}(OH)_2} + 3CaCO_3 + 4SiO_2 = \underset{\text{hedenbergitický cpx}}{3Ca(Mg,Fe)Si_2O_6} + \underset{\text{anortit}}{2CaAl_2Si_2O_8} + 3CO_2 + H_2O.$$

Tab. 5
Chemické zloženie ostatných minerálov zo vzoriek KON-1 845,8 m, KON-1 1 383,8 m, KŠ-33 1 089,5 m, KŠ-33 1 164,8 m, KŠ-33 1 300,4 m, KŠ-33 1 362,5 m a KŠ-33 1 370 m
Chemical composition of other minerals from the samples KON-1 845.8 m, KON-1 1 383.8 m, KŠ-33 1 089.5 m, KŠ-33 1 164.8 m, KŠ-33 1 300.4 m, KŠ-33 1 362.5 m and KŠ-33 1 370 m

OSTATNÉ MINERÁLY/FURTHER MINERALS

	KON-1 845,8		KON-1 1 383,8		KŠ-33 1 164,8				KŠ-33 1 300,4		KŠ-33 1 362,5		KŠ-33 1 370		KŠ-33 1 089,5	KŠ-33 1 164,8			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		16	17	18
	ms	prem.	idd	tlc	bt	bt	sil	chl	bt	bt	bt	bt	bt	bt	crd		tur	tur	tur
SiO_2	45,76	47,60	44,25	59,56	36,15	40,61	37,00	29,46	36,12	37,59	36,25	36,56	35,31	35,17	49,05	SiO_2	35,68	36,24	37,28
TiO_2	0,00	0,12	0,04	0,02	6,19	3,84	0,00	0,15	5,03	2,26	5,58	3,78	6,08	4,54	0,01	TiO_2	2,71	1,57	0,35
Al_2O_3	36,85	4,34	3,62	0,14	14,71	12,31	61,74	17,92	16,04	16,43	15,57	15,72	17,17	18,37	32,92	B_2O_3	10,21	10,31	10,57
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,04	0,01	0,02	0,10	0,15	0,13	0,10	0,02	0,00	0,00	Al_2O_3	22,18	25,96	29,83
FeO_{tot}	1,03	26,97	30,83	2,30	14,79	14,35	0,76	18,62	13,00	10,09	11,70	11,85	15,18	14,38	4,97	Fe_2O_3	2,63	0,39	0,00
MnO	0,05	0,13	0,28	0,00	0,39	0,38	0,00	0,77	0,13	0,06	0,10	0,21	0,10	0,11	0,41	Cr_2O_3	0,03	0,00	0,04
MgO	0,00	5,79	2,12	30,88	12,99	15,33	0,07	19,84	15,49	18,89	15,65	16,09	12,71	13,54	10,95	FeO	12,11	11,38	7,41
NiO	0,00	0,00	0,08	0,02	0,00	0,06	0,05	0,22	0,06	0,05	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	MnO	0,11	0,03	0,03
CaO	0,20	3,11	3,11	0,05	0,12	0,08	0,03	0,00	0,01	0,10	0,03	0,01	0,06	0,15	0,04	MgO	8,05	7,47	8,23
Na_2O	0,17	0,29	0,40	0,02	0,15	0,06	0,00	0,03	0,06	0,17	0,16	0,23	0,28	0,25	0,04	CaO	1,93	1,23	0,84
K_2O	10,54	0,75	0,80	0,01	9,45	9,17	0,05	0,00	9,88	9,76	9,83	10,05	9,52	9,60	0,02	Na_2O	1,95	2,22	2,23
Cl	0,00	0,05	0,05	0,00	0,24	0,45	nest.	0,02	0,43	0,12	0,34	0,38	0,36	0,37	0,03	K_2O	0,06	0,05	0,02
H_2O	4,49				3,92	3,98		11,72	3,95	4,09	3,95	3,92	3,95	3,95		H_2O	3,52	3,56	3,65
Suma čiast.	99,10				99,15	100,67		98,75	100,29	99,76	99,33	98,94	100,75	100,43		Suma	101,16	100,41	100,48
O = Cl	0,00				0,06	0,10		0,00	0,10	0,03	0,08	0,09	0,08	0,08					
Suma	99,10	89,12	85,52	93,01	99,10	100,57	99,71	98,75	100,20	99,74	99,25	98,85	100,67	100,35	98,40				
Prepočet na x kyslíkov/Recalculation on x oxygens																			
x	22	–	–	–	22	22	5	28	22	22	22	22	22	22	18		31	31	31
Si	6,11				5,45	5,96	1,01	6,03	5,34	5,48	5,38	5,46	5,24	5,21	4,98	Si	6,08	6,11	6,11
Ti	0,00				0,70	0,42	0,00	0,02	0,56	0,25	0,62	0,42	0,68	0,51	0,00	B	3,00	3,00	3,00
Al	5,80				2,61	2,13	1,98	4,32	2,80	2,82	2,72	2,76	3,00	3,21	3,94	Al	4,45	5,16	5,76
$Fe^{2+}{}_{tot}$	0,12				1,86	1,76	0,02	3,19	1,61	1,23	1,45	1,48	1,88	1,78	0,42	Fe^{3+}	0,34	0,05	0,00
Mn	0,01				0,05	0,05	0,00	0,13	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	Mg Z	1,21	0,79	0,24
Mg	0,00				2,92	3,35	0,00	6,05	3,41	4,10	3,46	3,58	2,81	2,99	1,66	Suma Z	6,00	6,00	6,00
Ca	0,03				0,02	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	Ti	0,35	0,20	0,04
Na	0,04				0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,05	0,05	0,07	0,08	0,07	0,01	Cr	0,00	0,00	0,01
K	1,80				1,82	1,72	0,00	0,01	1,86	1,81	1,86	1,91	1,80	1,81	0,00	Fe	1,73	1,60	1,02
Cr	0,00				0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	Mn	0,02	0,00	0,00
Ni	0,00				0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mg Y	0,83	1,09	1,78
Suma	13,91				15,47	15,42	3,01	19,79	15,64	15,79	15,58	15,72	15,52	15,62	11,05	Suma Y	2,58	2,69	2,80
																Ca	0,35	0,22	0,15
Mg #	0,75				61,02	65,58		65,51	67,98	76,95	70,46	70,76	59,87	62,66	79,71	Na	0,64	0,73	0,71
																K	0,01	0,01	0,01
																Suma X	1,01	0,96	0,86
																Suma kat.	19,01	18,96	18,82
																OH	4,00	4,00	4,00

Vysvetlivky: 1 – muskovit zatláčajúci plagioklas v zóne so zelenými klinopyroxénmi; 2 – premenený minerál červenohnedej farby v bázickom diferenciáte; 3 – iddingsitové zloženie červenohnedého zrna; 4 – talk z premeneného zrna; 5 – analýza biotitu v xenolite; 6 – zachovaná časť premeneného biotitu v xenolite; 7 – vnútro sillimanitu; 8 – chlorit zatláčajúci biotit; 9, 10, 11, 12 – biotity z xenolitov bohatých na biotit; 13, 14 – vnútro šupiniek biotitov v xenolite; 15 – vnútro kordieritu; 16, 17, 18 – rôzne zóny turmalínov, obsah bóru a vody sa dopočítal. *Skratky:* bt – biotit, crd – kordierit, chl – chlorit, idd – iddingsit, ms – muskovit, prem. – premenený minerál, sil – sillimanit, tlc – talk, tur – turmalín, Mg # = 100*Mg/(Mg + $Fe^{2+}{}_{total}$).

Explanations: 1 – muscovite replacing plagioclase in the zone with green clinopyroxenes; 2 – altered mineral of reddish-brown colour in the basic differentiate; 3 – iddingsite composition of reddish-brown grain; 4 – talc from altered grain; 5 – analysis of biotite in the xenolith; 6 – restite in altered biotite from the xenolith; 7 – inner part of sillimanite; 8 – chlorite replacing biotite; 9, 10, 11, 12 – biotites from the xenoliths rich in biotite; 13, 14 – inner parts of biotite flakes in the xenolith; 15 – inner part of cordierite; 16, 17, 18 – various zones of tourmalines, contents of boron and water were calculated.
Abbreviations: bt – biotite, crd – cordierite, chl – chlorite, idd – iddingsite, ms – muscovite, prem. – altered mineral, sil – sillimanite, tlc – talc, tur – tourmaline, Mg # = 100*Mg/(Mg + $Fe^{2+}{}_{total}$).

Xenolit má síce metamorfnú stavbu, ale určite ho nemôžeme považovať za xenolit kryštalinika, ktorý je analogický s povrchovým výskytom kryštalinika veporika. Xenolit môže pochádzať aj z hlbších častí zemskej kôry (možno ešte spod veporika) a bol zachytený a vynesený dioritovou magmou.

Bázický diferenciát z vrtu KON-1, hĺbka 854,8 a 1 383,8 m

V hĺbke 845,8 m vytvára bázický diferenciát zónu medzi xenolitom a kremitým dioritom a v hĺbke 1 383,8 m je bázickým diferenciátom celá študovaná vzorka.

V oboch vzorkách sa našli minerály červenohnedej farby, ktoré majú približne iddingsitové zloženie (tab. 5). Iddingsit čiastočne alebo úplne (najmä v hĺbke 1 383,8 m) zatlačil pôvodný minerál. Patrí medzi typické produkty premeny *olivínov*. Z toho môžeme usúdiť, *že pôvodným minerálom bol olivín*.

Predpokladané iddingsitizované olivíny pravdepodobne pochádzajú zo skoršej magmatickej etapy (raná kryštalizácia) a boli zachytené magmou, z ktorej vykryštalizoval bázický diferenciát. Podobný pôvod môžu mať aj zaoblené zrná plagioklasov z hĺbky 1 383,8 m uzavreté v ortopyroxénoch. Zaoblený tvar červenohnedých zŕn v hĺbke 1 383,8 m a spomínaných plagioklasov poukazuje na resorpciu magmou.

V hĺbke 845,8 m sú v červenohnedých mineráloch relikty ortopyroxénov s odmiešaninami magnetitov červíkovitých tvarov (foto 2D). Tieto ortopyroxény majú pomerne vysoké Mg# (72 a 75), ktoré však mohlo byť zvýšené odmiešaním magnetitov (do nich vstúpilo Fe). Zároveň spolu s týmito ortopyroxénmi vystupujú magmatické ortopyroxény s Mg# okolo 68. Preto možno predpokladať, že pôvodný minerál bol iný ako tento magmatický ortopyroxén.

Deer et al. (1997) uvádzajú prípady, v ktorých asociácia ortopyroxén a magnetit (vo forme symplektitov, prerastlíc) čiastočne alebo úplne nahrádza *olivín* (vytvára na olivíne korónu) v bázických magmatických horninách. Ambler a Ashley (1977) uvádzajú, že symplektity ortopyroxénu a magnetitu, ktoré nahrádzajú *olivín*, majú magmatický pôvod. Goode (1974) uvažuje, že symplektity ortopyroxénu a magnetitu sa formovali subsolidovou oxidáciou v *olivínoch* so zložením Fo_{75} – Fo_{63} a s ešte nižším obsahom Fo (forsteritovej) zložky. Pre zloženie Fo_{50} ich vznik ilustruje rovnica:

$$3Mg_2SiO_4 + 3Fe_2SiO_4 = 6MgSiO_3 + 2Fe_3O_4.$$
$$\text{Fo} \qquad \text{Fa} \qquad \text{Opx} \qquad \text{Mag}$$

Tieto príklady opäť *potvrdzujú prítomnosť olivínov* v bázickom diferenciáte vo vrte KON-1 z hĺbky 845,8 m.

V bázickom diferenciáte z hĺbky 1 383,8 m sa okrem červenohnedých zŕn nachádza aj iný typ premenených minerálov. Pri rovnobežných nikoloch majú svetlú farbu a pri skrížených pestré interferenčné farby (foto 2C, D). Zrná sú premenené na asociáciu antofylit (cummingtonit) a vysoko horečnatý aktinolit až magneziohornblend (tab. 4) s prítomnosťou talku (foto 2E) a sú prerastené magnetitom.

Je problematické určiť, či ide o antofylit (rombický) alebo cummingtonit (monoklinický) (obr. 2b), pretože obidva amfiboly majú veľmi podobné chemické zloženie – cummingtonit má vo všeobecnosti len mierne vyšší obsah Ca (do 2 % CaO; najbežnejšie okolo 1 %). Antofylity majú, s malými výnimkami, obsah CaO nižší ako 1 %, čo je približne 0,15 apfu (Deer et al., 1997).

Tento minerál analyzovaný v našej vzorke má obsah CaO nižší ako 1 %. Z toho možno usúdiť, že *ide skôr o antofylit ako cummingtonit*.

Deer et al. (1997) uvádzajú, že antofylit, ktorý je zvyčajne bohatý na Mg, sa bežne tvorí počas metamorfózy ultrabázických hornín a bežne asociuje s talkom. Tremolit a aktinolit uvádzajú ako charakteristické minerály nízko metamorfovaných ultrabázických hornín. V nich je pôvodný olivín a pyroxén vo veľkej miere nahradený tremolitom, talkom, karbonátmi a chloritom.

Ehrenburg (1975) uvádza alteráciu primárnych pyroxénov na masy vláknitého tremolitu a tremolitu a antofylitu v ultramafickom telese ako výsledok metamorfózy fácie zelených bridlíc. Niektoré tremolity nahradil talk a serpentín.

Privett (1984) opísal asociácie antofylit – aktinolit a antofylit – talk – aktinolit (náš prípad) v metamorfovanom alpínskom peridotite. Uvažuje, že tieto minerálne asociácie vznikli v dvoch štádiách: pri metamorfóze amfibolitovej fácie vznikol talk a antofylit a pri nasledujúcej metamorfóze fácie zelených bridlíc vznikol aktinolit.

Antofylity, ktoré sme analyzovali, nemožno zaradiť medzi vysoko horečnaté antofylity v ultrabázických horninách s obsahom MgO aj vyše 30 %, hoci analyzované aktinolity, ktoré s nimi asociujú, majú vysoký obsah Mg (obr. 2b). Spolu s týmito minerálmi vystupuje talk. Predpokladáme, že pôvodnými minerálmi mohli byť *olivíny* a *pyroxény*, ktoré pochádzali z bázickej horniny a mohli byť vynesené magmou z hlbších častí zemskej kôry.

Termálne prepracované útržky sedimentárnych hornín z vrtu KŠ-33

Tieto útržky zachytila dioritová magma, ktorá ich intenzívne termálne prepracovala. V týchto xenolitoch sme identifikovali minerály typické pre vysokoteplotnú kontaktnú metamorfózu: spinely s hercynitovým zložením, magnetity a ilmenity, draselné živce, plagioklasy, biotity a korundy, zriedkavé sillimanity a kordierity. Podobné minerály sú opísané ako *produkty kontaktnej metamorfózy pelitických sedimentov (ílovitých hornín) vplyvom tepelného účinku magmy* (Deer et al., 1992; Fleet, 2003).

Brearley (1986) ako produkty rozpadu muskovitu v pelitických xenolitoch vplyvom tepelného účinku doleritového sillu opisuje tieto minerály: draselný živec, korund, biotit, hercynit a mullit. Draselný (alkalický) živec, korund, biotit a hercynit sú v hojnom množstve prítomné aj v študovaných vzorkách.

Biotit sa pri kontaktnej metamorfóze ílovitých hornín tvorí na úkor chloritu, svetlej sľudy (muskovitu), Fe rudných minerálov a rutilu v pôvodnom sedimente (Fleet, 2003). Vysokoteplotný pôvod biotitov v študovaných xenolitoch potvrdzuje aj vysoký obsah Ti.

Pattison a Tracy (1991) študovali fázové rovnováhy a geotermobarometriu kontaktne metamorfovaných pelitov. V kontaktných aureolách magmatických hornín (diority, gra-

Dodatok: Pozícia a typy xenolitov podložia (kryštalinika) vo vrtoch centrálnej zóny Javoria.
Appendix: Position and types of (crystalline) basement xenoliths in the boreholes from the Central Volcanic Zone of the Javorie Mts.

VRT	HĹBKA (m)	TYP XENOLITU	OKOLITÁ HORNINA	AUTOR
KON-1	845,8	amfibolit	prechodný typ medzi kremitým dioritom a kremitým monzodioritom	Konečný et al. (1977)
KON-1	1 383,8	asimilovaný granátický amfibolit	kremitý monzodiorit	Konečný et al. (1977)
KON-1	1 452,5	granáty ako relikty po asimilovanom granátickom amfibolite	diferenciát hrubozrnného až pegmatitického charakteru	Konečný et al. (1977)
KJ-24	212,5 – 223,0	mylonitizované granodiority	časť fragmentov epiklastickej brekcie	Konečný et al. (1985)
KŠ-34	63,5	biotitická plagioklasová injektovaná rula	kremitý dioritový porfýr	Štohl et al. (1985)
KŠ-34	64,6 – 66,3	kryštalické bridlice	kremitý dioritový porfýr	Štohl et al. (1985)
KŠ-34	69,5	biotitická plagioklasová injektovaná rula	kremitý dioritový porfýr	Štohl et al. (1985)
KŠ-34	104,2 – 119,2	niekoľko šmuhovitých útržkov kryštalických bridlíc	stredne propylitizovaný a pyritizovaný kremitodioritový porfýr	Štohl et al. (1985)
KŠ-34	133,5	tmavý xenolit z podložia	kremitý dioritový porfýr	Štohl et al. (1985)
KŠ-34	138,7	tmavý xenolit	kremitý dioritový porfýr	Štohl et al. (1985)
KŠ-34	526,3	kryštalická bridlica	kremitý diorit	Štohl et al. (1985)
KŠ-34	631,0 – 633,1	kryštalická bridlica	kremitý diorit	Štohl et al. (1985)
KŠ-33	356,15 – 356,6	xenolity asi kryštalickej bridlice	kremitý monzodioritový porfýr(?)	Štohl (1985)
KŠ-33	617,85 – 618,15	aplit	kremitý monzodioritový porfýr	Štohl (1985)
KŠ-33	764,2 – 778,2	jemnozrnný svetlý aplit, ktorý preniká cez usmernené kryštalické bridlice	blok podložia, ktorý má pravdepodobne pozíciu in situ	Štohl (1985)
KŠ-33	768,4 – 771,0	usmernené kryštalické bridlice	kremitý monzodioritový porfýr	Štohl (1985)
KŠ-33	846,6 – 848,5	kryštalické bridlice	porfýrický kremitý monzodiorit	Štohl (1985)
KŠ-33	885,0 – 905,0	kryštalické bridlice	porfýrický kremitý monzodiorit	Štohl (1985)
KŠ-33	1 038,2	xenolit kryštalinika z podložia	porfýrický kremitý monzodiorit	Štohl (1985)
KŠ-33	1 148,8 – 1 185,7	xenolity s pyritom z podložia	porfýrický kremitý monzodiorit	Štohl (1985)
KŠ-33	1 255,0	podobné xenolity ako v hĺbke 1 148,8 – 1 185,7 m	porfýrický kremitý monzodiorit	Štohl (1985)
KŠ-33	od 1 295,0	malé útržky z kryštalinického podložia	porfýrický kremitý monzodiorit	Štohl (1985)
KŠ-33	1 332,2 – 1 332,3	granit s ružovými ortoklasmi	porfýrický kremitý monzodiorit	Štohl (1985)
KŠ-33	1 372,5	tmavá kryštalická bridlica	porfýrický kremitý monzodiorit	Štohl (1985)
KŠ-33	1 394,3	tmavá kryštalická bridlica	porfýrický kremitý monzodiorit	Štohl (1985)
KJ-3	16,0 – 73,0	fragmenty z podložia (kryštalinika)	intruzívna brekcia	Štohl et al. (1981)
KJ-3	149,3	fragmenty z podložia (kryštalinika), fragmenty kremeňa a granodioritu typu Sihla	intruzívna brekcia andezitového porfýru	Štohl et al. (1981)
KŠ-8	35,2	granáticko-biotitická rula	amfibolický andezit	Štohl et al. (1981)
KŠ-8	67,8 – 124,0	fragmenty z podložia (ruly)	intruzívna brekcia dioritového porfýru	Štohl et al. (1981)
KŠ-11	43,5	sericitická pararula	lávová klastická brekcia hyperstenicko-amfibolického andezitu	Štohl et al. (1981)
KŠ-27	131,1 a 144,5	botitické ruly	intenzívne premenený amfibolicko-pyroxénický andezit – andezitový porfýr	Štohl et al. (1981)
KŠ-28	165,5 – 197,5	fragmenty z podložia	brekcia amfibolicko-pyroxénického andezitu – andezitového porfýru	Štohl et al. (1981)

nity) opisujú vznik metamorfných minerálov pomocou rovníc:

a) *v horninách bohatých na muskovit:*

muskovit + chlorit + kremeň = kordierit + biotit + voda,
muskovit + biotit + kremeň = kordierit + draselný živec + voda,
muskovit + kremeň = draselný živec + andaluzit (sillimanit) + voda;

b) *v horninách bez kremeňa:*

andaluzit = sillimanit,
muskovit = draselný živec + korund + voda.

Goodman a Lappin (1996) uvádzajú rovnicu:

muskovit + biotit1 + kremeň = draselný živec + kordierit + biotit2 + voda.

Plagioklasy s vysokým obsahom anortitovej zložky môžu byť restity po frakčnom tavení živcov v pôvodnej hornine, pretože plagioklasy sa pri tavení obohacujú o anortitovú zložku. Na rozsah tavenia má vplyv voda a alkálie uvoľnené počas dehydroxylácie/oxidácie slúd, ktoré s nimi asociujú (Grapes, 1986).

Zriedkavé turmalíny prítomné v študovaných vzorkách poukazujú na prítomnosť fluíd, ktorých zdrojom bola dioritová intrúzia.

Na základe týchto údajov možno predpokladať, že pôvodnou horninou xenolitov bol *ílovitý sediment bohatý na muskovit s variabilným obsahom chloritu, biotitu, živca a kremeňa*.

Podobný termálne prepracovaný sediment sa našiel aj vo vrte KŠ-8.

Xenolity bohaté na biotit z vrtu KŠ-33, hĺbka 1 300,4 a 1 362,5 m

Biotity z týchto xenolitov majú tiež vysokoteplotný pôvod. Dôkazom toho je opäť vysoký obsah Ti. Analyzované plagioklasy väčšinou zodpovedajú oligoklasu, hoci sa našli aj bázickejšie členy. Zaujímavosťou je prítomnosť ortopyroxénov, ktoré majú reverznú zonálnosť – na rozdiel od ortopyroxénov v dioritových intrúziách, ich vnútorné časti sú bohatšie na Fe ako okraje. Opäť nejde o xenolit kryštalinika. Biotity s vysokým obsahom titánu môžu predstavovať *restity termálne zmenených xenolitov, alebo vykryštalizovali z taveniny, ktorá vznikla pri tavení xenolitu účinkom vysokej teploty dioritovej magmy* (Grapes, 1986). Hraško (2005) opisuje *xenolity biotitovcov, ktoré pokladá za restitové fázy po tavení*.

Záver

Zo štúdia výskytu xenolitov vo vrtoch v centrálnej vulkanickej zóne Javoria vyplynulo niekoľko poznatkov.

Časť hornín, ktoré sa v starších prácach opisovali ako xenolity kryštalinika, predstavuje iný typ hornín. Ide o amfibolity z vrtu KON-1 a kryštalické bridlice z vrtu KŠ-33, hoci ostáva istá pochybnosť, či ide o tie isté vzorky, ktoré boli opísané v záverečných správach.

Predpokladáme, že šmuhovitý xenolit vo vzorke KON-1 z hĺbky 845,8 m bol pôvodne Ca-silikátová hornina, lokálne obohatená o Fe a neskôr termálne prepracovaná dioritovou magmou.

V hĺbke 845,8 a 1 383,8 m toho istého vrtu sa nachádza bázický diferenciát obsahujúci minerály, ktoré pravdepodobne pochádzajú zo skoršej magmatickej etapy. Ide o zaoblené plagioklasy, poikiliticky uzatvorené v ortopyroxénoch, červenohnedé zrná a fázy tvorené symplektitmi ortopyroxénu a magnetitu, ktoré boli pôvodne olivínmi, a fázy s asociáciou antofylit – aktinolit – talk – magnetit, ktoré pravdepodobne predstavujú pôvodné olivíny a pyroxény. Tieto minerály môžu pochádzať z hlbinnej bázickej horniny.

Xenolity granitoidov vo vrtoch centrálnej zóny Javoria môžu zodpovedať hybridným alebo veporským granodioritom, granodioritom až tonalitom typu Sihla a granodioritom ipeľského typu.

Ruly rôzneho typu môžeme priradiť k metamorfovanému plášťu tzv. hybridného komplexu.

V prípade vrtu KŠ-33 ide o termálne prepracované ílovité sedimenty bohaté na muskovit, s variabilným obsahom chloritu, biotitu, živca a kremeňa. Biotity z xenolitov bohatých na biotit z toho istého vrtu môžu predstavovať restity termálne zmenených xenolitov, alebo vykryštalizovali z taveniny, ktorá vznikla pri tavení xenolitu účinkom vysokej teploty dioritovej magmy, prípadne sú to restitové fázy po tavení.

Táto problematika sa riešila v rámci úlohy 16 06 *Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000, téma T-09/06B Spresnenie pokračovania komplexov kryštalinika v podloží neovulkanitov centrálnej zóny Javoria*.

Literatúra

Ambler, E. P. & Ashley, P. M., 1977: Vermicular orthopyroxene--magnetite symplectites from the Wateranga layered mafic intrusion, Queensland, Australia. *Lithos (Oslo), 10, 163 – 172.*

Bezák, V., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Madarás, J., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V. & Plašienka, D., 1999: Geologická mapa Slovenského rudohoria – západná časť. *Bratislava, GS SR.*

Bezák, V., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. & Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 178 s.*

Bezák, V. & Miko, O., 1992: Kryštalinikum na juhozápadnom okraji Slovenského rudohoria a jeho pokračovanie v podloží neovulkanitov. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 96, 19 – 24.*

Brearley, A. J., 1986: An electron optical study of muscovite breakdown in pelitic xenoliths during pyrometamorphism. *Min. Mag. (London), 50, 385 – 397.*

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussmann, J., 1992: An Introduction to the Rock-Forming Minerals. *Essex, Longman Scientific and Technical, 696 s.*

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussmann, J., 1997: Rock-forming minerals. London, The Geological Society, Volume 1A: Orthosilicates, 919 s., Volume 2A: Single-chain silicates, 668 s., Volume 2B: Double-chain silicates, 764 s.

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussmann, J., 2001: Rock-forming minerals. London, The Geological Society, Volume 4A: Framework Silicates. Feldspars, 972 s.

Digitálna geologická mapa SR v M 1 : 50 000. Bratislava, ŠGÚDŠ, www.geology.sk.

Ehrenburg, S. N., 1975: Feather River ultramafic body, northern Sierra Nevada, California. *Bull. Geol. Soc. Amer. (New York), 86, 1 235 – 1 243.*

Fleet, M. E., 2003: Rock-forming minerals. Volume 3A. Sheet silicates: Micas. *London, The Geological Society, 758 s.*

Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. & Smíšek, M., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 15, 173 s.*

Goode, A. D. T., 1974: Oxidation of natural olivines. *Nature (London), 248, 500 – 501.*

Goodman, S. & Lapin, M. A., 1996: The thermal aureole of the Lochnagar complex: mineral reactions and implications from thermal modelling. *Scott. J. Geol. (Edinburgh), 32, 159 – 172.*

Grapes, R. H., 1986: Melting and Thermal Reconstitution of Pelitic Xenoliths, Wehr Volcano, East Eifel, West Germany. *J. Petrology (Oxford), 27, 2, 343 – 396.*

Hraško, Ľ., 2005: Geologická, veková a litologická charakteristika spodnokarbónskych granitoidov kohútskej zóny veporika. *Miner. slov. (Bratislava), 37, 3, 217 – 219.*

Karolus, K., 1978: Geologická stavba podložia stredoslovenských vulkanitov – záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 310 s.*

Konečný, V., Mihaliková, A., Rojkovičová, Ľ. & Škvarka, L., 1977: Štruktúrny vrt KON-1 (Kalinka). Čiastk. záver. spr. z úlohy Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 177 s.*

Konečný, V., Mihaliková, A., Dovina, V., Štohl, J., Straka, P., Marsina, K., Stankovič, J., Planderová, E., Panáček, A. & Šefara, J., 1985: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 Krupina-2 (36 342). Čiastk. záver. spr. z úlohy Základné geologické mapy topografických listov 1 : 25 000 a základné geologické mapy regiónov SSR 1 : 50 000, doba riešenia: 1982 – 1985. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 148 s.*

Konečný, V., Miko, O., Straka, P., Panáček, A. & Šefara, J., 1988: Geologická stavba a morfoštruktúry podložia východnej časti stredoslovenských neovulkanitov (Krupinská planina – Javorie) v mierke 1 : 100 000. Čiastk. záver. spr. z úlohy Základné geologické mapy topografických listov 1 : 25 000 a základné geologické mapy regiónov SSR 1 : 50 000. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 54 s.*

Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Stolár, M. & Dublan, L., 1998: Geologická mapa Javoria. *Bratislava, GS SR.*

Konečný, V., Bezák, V., Halouzka, R., Konečný, P., Mihaliková, A., Marcin, D., Iglárová, Ľ., Panáček, A., Štohl, J., Žáková, E., Galko, I., Rojkovičová, Ľ. & Onačila, D., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 306 s.*

Kretz, R., 1983: Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineralogist (Washington), 68, 277 – 279.*

Krist, E., 1979: Granitoid rocks of the South western part of the Veporide crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 157 – 179.*

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G., 1988: Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Mineralogist (Washington), 73, 1 123 – 1 133.*

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, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stepheson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Yiouzhi, G., 1997: Nomenclature of Amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 35, 219 – 246.*

Ozdín, D. & Uher, P., 2002: Slovenské názvy minerálov. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 204 s.*

Pattison, D. R. M & Tracy, R. J., 1991: Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. *In: Kerrick, D. M. (ed.): Rev. Min., 26, 105 – 206.*

Privett, D. R., 1984: The Turnersburg intrusive: petrogenesis of metamorphosed Alpine ultramafite in the eastern inner Piedmont Iredell County, North Carolina. *Southeastern Geol., 25, 55 – 60.*

Slavkay, M., Beňka, J., Bezák, V., Gargulák, M., Hraško, Ľ., Kováčik, M., Petro, M., Vozárová, A., Hruškovič, S., Knésl, J., Knéslová, A., Kusein, M., Maťová, V. & Tulis, J., 2004: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zväzok 2. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 283 s.*

Štohl, J., 1985: Záverečná správa za štruktúrny vrt KŠ-33. Čiastk. záver. spr. za rok 1981 – 1985 z úlohy Metalogenetický výskum vulkanoplutonických komplexov stredoslovenských neovulkanitov. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 90 s.*

Štohl, J., Konečný, V., Mihaliková, A., Žáková, E., Marková, M. & Rojkovičová, Ľ., 1981: Metalogenetický výskum Javoria. Čiastk. záver. spr. z úlohy Metalogenetický výskum vulkanoplutonických komplexov stredoslovenských neovulkanitov. Názov etapy: Metalogenetický výskum Javoria. Zhodnotenie plytkých úrovní do 300 m. Doba riešenia: 1976 – 1981. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 183 s.*

Štohl, J., Onačila, D., Mihaliková, A., Žáková, E., Hojstričová, V., Marsina, K., Stankovič, J. & Dublan, L., 1985: Zhodnotenie prognóz Cu (Pb-Zn) zrudnení v oblasti Javoria (Stožok – Klokoč) a Poľany. Prognózne zásoby 25 – 30 mil. ton D2-D3. Čiastk. záver. spr. z úlohy Metalogenetický výskum vulkanoplutonických komplexov stredoslovenských neovulkanitov. Doba riešenia: 1981 – 1985. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 236 s.*

Rukopis doručený 17. 12. 2009
Revidovaná verzia doručená 3. 2. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Mineralogy and petrology of the basement xenoliths in the boreholes from the Central Volcanic Zone of the Javorie Mts.

The crystalline basement xenoliths were described in boreholes in the Central Volcanic Zone of the Javorie Mts., being underlain by the Veporic Unit. The optical and BSE images of the samples from the boreholes KON-1, KŠ-33, KŠ-8 and KŠ-27 can be seen in the phototables 1 – 3 and selected chemical analyses of minerals in the tables 1 – 5. Amphibolites described earlier (Konečný et al., 1997) in the KON-1 borehole were not found in our samples. There is a schlieredlayered xenolith in 845.8 m and basic differentiate in 845.8 and 1 383.8 m. The layered xenolith from 845.8 m has three zones: 1. fine-grained zone with cpx-pl-ilm-ore minerals composition, 2. inhomogeneous zone with Fe-rich green clinopyroxenes (this zone contains also cpx-pl symplectites and metasomatized part with Fe-rich amphiboles), 3. zone with opx-pl-mag-ilm composition. This xenolith probably had been Ca-silicate rock locally enriched in Fe, which was thermally reworked by diorite magma. Basic differentiate is located between this xenolith and quartz diorite in 845.8 m and it represents the sample from 1 383.8 m. Orthopyroxene, plagioclase and magnetite are the main mineral phases of the basic differentiate. There are also reddish-brown altered grains of iddingsite composition. In their centres in the 845.8 m there are orthopyroxene-magnetite symplectites. It is suggested that reddish--brown grains and phases with opx-mag symplectites are altered olivines from the earlier magmatic stage. Rounded plagioclases enclosed in orthopyroxenes from 1 383.8 m probably have the same origin. Another alteration assemblage from 1 383.8 m: anthophyllite-actinolite-talc-Fe oxide probably refers to original olivine and pyroxene from basic rock from deeper parts of the Earth´s crust. Described granitoid xenoliths (there is none collected sample) probably refer to a) Vepor type or hybrid type of granodiorites, b) Sihla type granodiorites-tonalites or Ipeľ type granodiorites with rose K-feldspars, c) Sihla type granodiorite. Xenoliths of gneisses belong to garnet-biotite-plagioclase paragneisses of hybrid complex of the Veporic unit. Xenoliths from KŠ-33 borehole are not xenoliths of crystalline complex as they were described (Štohl, 1985). They are thermally reworked clots probably of sedimentary rocks and xenoliths rich in biotites. The former ones contain minerals typical for high temperature contact metamorphosis: hercynites, magnetites and ilmenites, K-feldspars, plagioclases, biotites and corundum, rare sillimanites and cordierites. We suggest that clay sediment rich in muscovite with variable content of chlorite, biotite, feldspar and quartz was the original rock of these xenoliths. High-Ti biotites could be restites of thermally reworked xenoliths, or they crystallized from the melt which has originated from xenoliths melted by the hot diorite magma, or they are restites after melting.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 477 – 492
ISSN 0369-2086

Hydrotermálna žilná Pb-Zn sulfidická mineralizácia na lokalite Pernek-Pod Babou (Malé Karpaty): minerály a evolúcia fluíd

JARMILA LUPTÁKOVÁ[1], ADRIAN BIROŇ[1] a PETER ANDRÁŠ[1, 2]

[1]Geologický ústav, Slovenská akadémia vied, Ďumbierska 1, 974 01 Banská Bystrica, luptak@savbb.sk
[2]Katedra environmentálneho manažérstva, Fakulta prírodných vied, Univerzita Mateja Bela, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica

Hydrothermal vein Pb-Zn sulphide mineralization in the Pernek-Pod Babou locality, the Malé Karpaty Mts. (SW Slovakia): Minerals and fluid evolution

The Pb-Zn mineralization at Pernek-Pod Babou locality (SW Slovakia) is hosted by Paleozoic metapelitic rocks of the Tatric Unit. Mineralization is developed in two main veins. Mineral composition of the two first stages (quartz-arsenopyrite, Pb-Zn sulphide minerals) is the same in both veins, while the youngest one is formed by carbonates or barite. Sphalerite is the main ore mineral, being accompanied by galena, pyrite, tetrahedrite, freibergite, bournonite and scarce boulangerite and stephanite. Quartz is the main gangue mineral. Microthermometric measurements of fluid inclusions suggest that Pb-Zn and carbonate stages were deposited from the low salinity fluids (1.98 – 14.18 wt.% NaCl eq.) at minimum temperature range of 150 – 250 °C.

Key words: Pb-Zn (Ag) mineralization, sphalerite, freibergite, fluid inclusions, Pernek-Pod Babou, Western Carpathians

Úvod

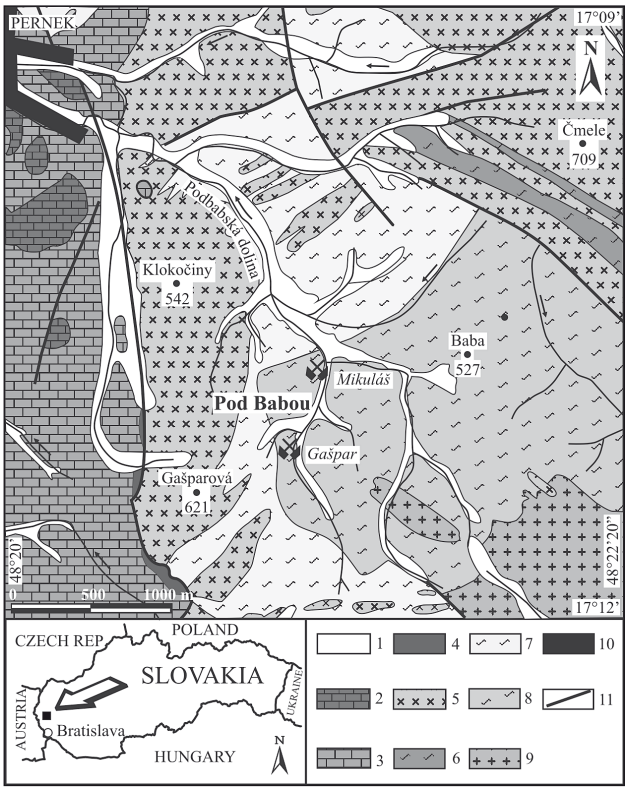
Pb-Zn sulfidická mineralizácia v Malých Karpatoch, na rozdiel od Sb mineralizácie, je zriedkavá. V literatúre sa uvádza ako sfaleritové a galenitové, olovené, prípadne oloveno-(strieborno)-zinkové zrudnenie na lokalitách Pod Babou, Svätodušná štôlňa pri Perneku, Modra-Harmónia (Cambel, 1959; Chovan et al., 1992; Koděra – ed., 1990) a menší výskyt v kremencoch spodného triasu(?) pri Pezinku (vrt KV-29; Polák a Rak, 1979). V tejto práci sa venujeme štúdiu zrudnenia na lokalite Pernek-Pod Babou. Pb-Zn zrudnenie sa nachádza v Podbanskej doline 2,5 km jv. od Perneka a 1 km sz. od pezinskej Baby (kóta 527). Otvorené bolo niekoľkými štôlňami (obr. 1).

O ťažbe na lokalite v minulosti nie sú žiadne správy. Mineralizáciu podrobne spracoval v 50. rokoch minulého storočia Cambel (1959). Podľa neho sa banské práce vykonávali pravdepodobne koncom 19. storočia. Vývoj mineralizácie rozdelil na tri prínosové periódy, oddelené tromi tektonickými fázami. Prvá etapa sa na oboch žilách prejavila kryštalizáciou kremeňa, arzenopyritu a pyritu. Druhá perióda obsahuje kremeň, sfalerit, galenit, pyrit, chalkopyrit a Ag-Pb sulfosoli andorit a freieslebenit. Minerálne zloženie tretej periódy je odlišné. Na spodnej žile sú najmladšie karbonáty, identifikované ako kalcit s prímesou Mg, Mn a Fe, na hornej žile je najmladší barit, pričom vzťah karbonátov a baritu sa uvádza ako nejasný (Cambel, 1959). Prítomnosť freieslebenitu a andoritu (Cambel, 1959) sa neskôr nepotvrdila, zistil sa však bournonit (Cambel a Krištín, 1977). Okrem spomínaných minerálov sa uvádza prítomnosť zlata a antimonitu (horná žila) v podobe slabých impregnácií v kremeni (Cambel, 1952; Cambel a Kupčo, 1952) a bez bližších údajov prítomnosť ankeritu (Koděra – ed., 1990). Izotopové zloženie a modelový vek olova v galenite (120 mil. r.) uvádzajú Kantor a Rybár (1964) a Černyšev et al. (1984).

Cieľom tejto práce je modernými analytickými metódami spresniť údaje o mineralógii a štúdiom fluidných inklúzií sa pokúsiť určiť charakter hydrotermálnych fluíd a podmienky vzniku mineralizácie Pb-Zn zrudnenia na lokalite Pernek-Pod Babou.

Geológia a ložiskové pomery

Oblasť výskytu Pb-Zn mineralizácie budujú nízkostupňovo regionálne a strednostupňovo periplutonicky metamorfované staropaleozoické pelity a psamity tzv. pezinsko-perneckého kryštalinika tatrika (Korikovskij et al., 1984) (obr. 1). Tieto metamorfity tvoria plášť bratislavského granitového masívu. Samostatne sa označujú ako limbašská formácia (Putiš et al., 2004). Spolu s bratislavským masívom tvoria pezinský komplex, ktorý je súčasťou bratislavského príkrovu (Plašienka a Putiš, 1987; Plašienka et al., 1991). Metamorfná zonálnosť horninových komplexov zahŕňa biotitovú, granátovú, staurolitovo-chloritovú a staurolitovo-sillimanitovú zónu. Podľa Korikovského et al. (1984) metamorfné podmienky hercýnskej regionálno-periplutonickej metamorfózy dosiahli maximálnu teplotu



Obr. 1. Geologická mapa okolia ložiska Pernek-Pod Babou v Malých Karpatoch (Maheľ a Cambel, 1972; upravené podľa Plašienku, 1999). 1 – kvartér (nečlenený); 2 – vápence s rohovcami (vrchná jura – spodná krieda); 3 – vápence (nečlenená jura); 4 – kremence (spodný trias); *bratislavský príkrov:* 5 – metabazalty a metagabrá; 6 – aktinolitické bridlice; 7 – fylity; 8 – ruly; 9 – granitoidy; 10 – sídla; 11 – zlomy a násunové línie (zistené a predpokladané).

Fig. 1. Geological map of the vicinity of the Pernek-Pod Babou deposit (Maheľ and Cambel, 1972; modified after Plašienka, 1999). 1 – Quarternary (undivided); 2 – cherty limestone (Late Jurassic – Early Cretaceous); 3 – limestone (Jurassic, undivided); 4 – quartzite (Early Triassic); *Bratislava nappe:* 5 – metabasalts and metagabbros; 6 – actinolite schists; 7 – phyllites; 8 – gneisses; 9 – granitoids; 10 – settlements; 11 – faults and nappe overthrust planes (determined and supposed).

550 °C pri tlaku 300 – 350 MPa. V skúmanej oblasti intenzita metamorfózy stúpa v smere Z – V (Cambel, 1959). Západne od ložiska sa vyskytujú muskoviticko-biotitické a biotitické fylity (Maheľ a Cambel, 1972). Smerom na východ prechádzajú do biotiticko-granátických a staurolitických pararúl. Okrem toho z. a sz. smerom pribúda organickej prímesi alebo sa objavujú aj samostatné menšie polohy čiernych bridlíc (Cambel, 1959). Vek chladnutia biotitických fylitov až rúl v záreze cesty Baba – Pernek bol metódou K/Ar stanovený na 363 ± 6 mil. r. (Cambel et al., 1980). Cez plášť pararúl prenikajú žily granitových pegmatitov s monotónnym minerálnym zložením. Tvorí ich kusový kremeň, ojedinele muskovit a mikroklín (Koděra – ed., 1990).

Tab. 1
Elektrónové mikroanalýzy arzenopyritu a pyritu (hm. %)
Electron microprobe analyses of arsenopyrite and pyrite (wt.%)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	35,52	35,65	36,86	36,58	47,77	47,60	46,32	46,56
Ni	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,07	0,04	0,06	0,08	0,09	0,08	0,09	0,11
Cu	0,19	0,01	0,01	0,00	0,00	0,07	0,39	0,00
Au	0,00	0,00	0,12	0,01	0,00	0,06	0,03	0,02
Sb	1,40	1,18	0,92	1,59	0,02	0,00	0,39	0,06
Bi	0,00	0,00	0,46	0,24	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
As	45,87	45,73	40,31	41,93	0,10	0,14	0,94	0,92
S	18,86	19,30	22,37	21,74	53,69	53,49	52,73	52,73
Σ	101,91	101,94	101,14	102,17	101,67	101,43	100,88	100,40
prepočet vzorca na sumu atómov = 3 (arzenopyrit), 3 (pyrit) formula calculated on the basis of atom total = 3 (arsenopyrite), 3 (pyrite)								
Fe	1,03	1,03	1,04	1,03	1,01	1,01	1,00	1,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
As	0,99	0,98	0,85	0,88	0,00	0,00	0,02	0,01
S	0,95	0,97	1,10	1,07	1,98	1,98	1,98	1,98

1 – 4 – arzenopyrit, 1 – 2 – svetlá fáza, 3 – 4 – tmavá fáza, 5 – 8 – pyrit, n. a. – neanalyzované
1 – 4 – arsenopyrite, 1 – 2 – light phase, 3 – 4 – dark phase, 5 – 8 – pyrite, n. a. – not analysed

Pb-Zn mineralizáciu na lokalite Pernek-Pod Babou tvoria dve žily. Spodná rudná žila, zachytená štôlňou Mikuláš, prebieha približne v smere S – J. Má hrúbku 10 až 30 cm. Je nepravidelná, triešti sa a vyklinuje. Horná žila sa sledovala v rôznych horizontoch štyrmi krátkymi štôlničkami vo výškovom rozpätí asi 35 m (v blízkosti štôlne Gašpar, ktorá zachytila iba pegmatitový kremeň; obr. 1). Horná žila je v skutočnosti žilník s hrúbkou do 80 cm. Má strmý sklon a smer približne SSV – JJZ (Cambel, 1959).

Metodika

Preparáty sa pozorovali v prechádzajúcom a odrazenom svetle v polarizačných mikroskopoch. Vzájomné vzťahy minerálov sa študovali a snímali v spätne rozptýlených elektrónoch (BEI) a elektrónové mikroanalýzy sa vyhotovili metódou WDS na prístroji CAMECA SX 100 (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava). Podmienky merania (urýchľovacie napätie, vzorkový prúd) a použité štandardy boli takéto: *pre sulfidy:* 20 kV, 20 nA, PbS (PbLα), Zn (ZnKα), $CuFeS_2$ (CuKα, FeKα, SKα), FeS_2 (SKα), Ag (AgKα), Sb_2S_3 (SbLβ), Bi_2Se_3 (BiLα), Cd (CdLα), HgS (HgLα), InSb (InLα), Mn (MnKα), FeAsS (AsKα), Ni (NiKα), Co (CoKα), Au (AuLα); *pre sulfosoli:* 20 kV, 15 nA, PbS (PbMα), Sb_2S_3 (SbLβ), Ag (AgLα), $CuFeS_2$ (SKα, FeKα, CuKα), Bi_2Se_3 (BiLα), Cd (CdLα), NaCl (ClKα); *pre karbonáty a barit:* 15 kV, 20 nA, wollastonit (CaKα), MgO (MgKα), hematit, (FeLα), $SrTiO_3$ (SrLα), rodonit (MnKα), $BaSO_4$ (BaLα, SKα). Vzorce sulfosolí sú uvedené podľa práce Moëlo et al. (2008).

Fluidné inklúzie sa študovali v obojstranne leštených platničkách v transparentných mineráloch (kremeň, kalcit, barit a sfalerit) s hrúbkou 0,2 mm v prechádzajúcom svetle v polarizačnom mikroskope. Termokryometrické merania sa robili na aparatúre Linkam THMSG 600 upevnenej na mikroskop Olympus BH-2 s objektívmi s veľkou pracovnou vzdialenosťou so zväčšením 10x a 40x (Katedra mineralógie a petrológie, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava). Ako chladiace médium sa použil kvapalný dusík (teplota varu –196 °C). Kalibrácia prístroja sa urobila pomocou čistého prírodného CO_2 s teplotou tavenia –56,6 °C a chemických zlúčenín so známou teplotou tavenia (K_2CrO_7, 398 °C). Chyba merania pri teplote od –100 do +100 °C je ± 0,1 °C, pri teplote nižšej ako –100 °C a medzi +100 až +200 °C ± 0,2 °C a pri vyššej ako +200 °C je ± 0,5 °C. Fluidné inklúzie sa zmrazovali do –100 °C a zahrievali sa po dosiahnutie homogenizácie. Merali sa tieto fázové prechody: T_e – eutektická teplota (počiatok tavenia zmrazenej inklúzie), T_mi – teplota tavenia ľadu, $T_m$hh – teplota tavenia hydrohalitu, T_h – homogenizačná teplota (vymiznutie plynovej bublinky). Eutektická teplota sa porovnávala s experimentálnymi systémami voda – soľ (Borisenko, 1977, 1982; Davis et al., 1990; Spencer et al., 1990). Na výpočet parametrov uzavretých fluíd (salinita, hustota) a izochor sa použili stavové rovnice publikované v prácach Browna a Lamba (1989) v programe FLINCOR (Brown, 1989; Bodnar, 1993).

Výsledky

Mineralógia

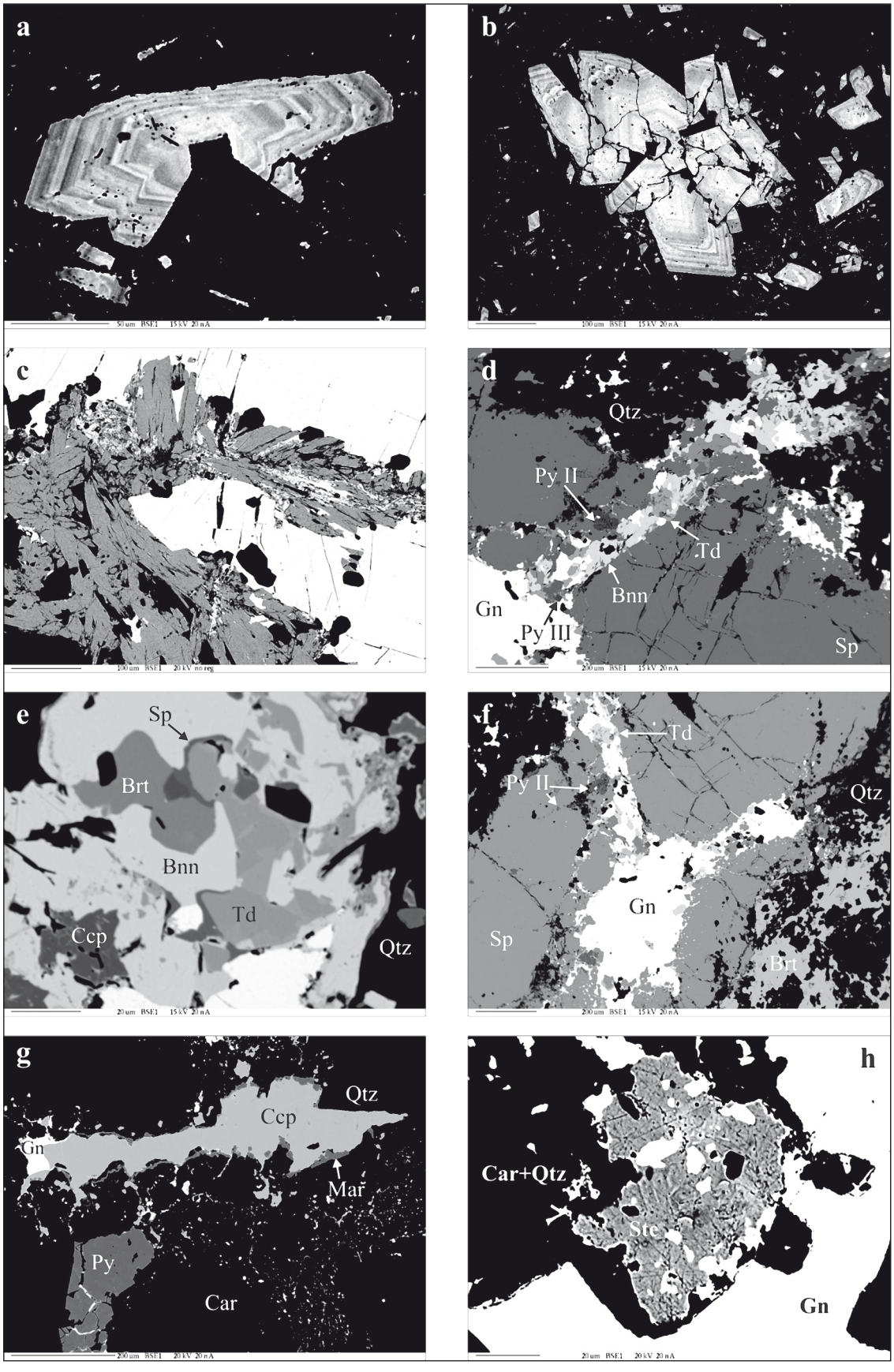
Rudné minerály

Arzenopyrit sa vyskytuje v prvom mineralizačnom štádiu na oboch žilách. Tvorí idiomorfne ohraničené

Tab. 2
Elektrónové mikroanalýzy sulfosolí (hm. %) s prepočtom na kryštalochemický vzorec
Electron microprobe analyses of sulfosalts (wt.%) with formula calculation

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pb	55,22	55,57	55,99	56,57	43,31	42,66	42,80	42,96	0,08
Cu	0,02	0,03	0,02	0,04	12,71	12,86	12,96	12,90	0,12
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	69,61
Bi	0,22	0,07	0,32	0,07	0,00	0,00	0,00	0,38	0,17
Sb	25,97	25,77	25,66	25,40	24,26	24,53	24,51	24,79	14,84
Cl	0,05	0,04	0,04	0,05	n. a.	n. a.	0,03	0,03	0,09
S	18,97	18,89	18,88	18,78	19,76	19,99	19,56	19,78	15,58
Σ	100,45	100,37	100,91	100,91	100,04	100,04	99,86	100,84	101,57
prepočet vzorca na sumu katiónov = 9 (boulangerit), 3 (bournonit), 6 (stephanit) formula calculated on the basis of cation total = 9 (boulangerite), 3 (bournonite), 6 (stephanite)									
Pb	4,98	5,02	5,04	5,09	1,03	1,01	1,01	1,01	0,00
Cu	0,01	0,01	0,01	0,01	0,99	1,00	1,00	0,99	0,01
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,03
Bi	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Sb	3,99	3,96	3,93	3,89	0,98	0,99	0,99	0,99	0,95
Cl	0,03	0,02	0,02	0,03	n. a.	n. a.	0,00	0,00	0,02
S	11,07	11,03	10,98	10,92	3,04	3,07	2,99	3,01	3,78

1 – 4 – boulangerit, 5 – 8 – bournonit, 9 – stephanit, n. a. – neanalyzované
1 – 4 – boulangerite, 5 – 8 – bournonite, 9 – stephanite, n. a. – not analysed


a
b
c
d
Qtz
Py II
Td
Bnn
Gn
Py III
Sp
e
Sp
Brt
Bnn
Td
Ccp
Qtz
f
Td
Py II
Qtz
Gn
Sp
Brt
g
Qtz
Ccp
Gn
Mar
Py
Car
h
Car+Qtz
Ste
Gn

kosoštvorcové kryštály alebo kryštalické agregáty v sivom kremeni. Spolu s kremeňom býva arzenopyrit podrvený a uzatvorený v minerálnej asociácii mladšieho Pb-Zn štádia. Väčšie kryštály sú niekedy rozpadnuté na malé, idiomorfne ohraničené zrná. V spätne rozptýlených elektrónoch sú zrná arzenopyritu oscilačne zonálne (obr. 2a, b), pričom svetlé zóny sú obohatené o As a ochudobnené o S (tab. 1). Arzenopyrit má pomerne stály zvýšený obsah Sb (0,6 až 1,6 hm. %). Obsah ďalších mikroprvkov (Ni, Co, Bi a Cu) je variabilný (tab. 1).

Boulangerit sa vyskytuje v podobe všesmerne usporiadaných ihličkovitých kryštálov obrastajúcich galenitový agregát (obr. 2c), niekedy spolu s bournonitom. Chemické zloženie je blízke teoretickému (obr. 3a). Obsah mikroprvkov (Cu, Fe a Cd) sa, okrem Bi (max. 0,3 hm. %), pohybuje pod detekčným limitom elektrónového mikroanalyzátora (tab. 2). Priemerný vzorec boulangeritu z lokality Pod Babou prepočítaný na 9 katiónov možno napísať ako $(Pb_{5.03}Cu_{0.01})_{5.04}(Sb_{3.94}Bi_{0.02})_{3.96}S_{10.99}Cl_{0.03}$. Prepočty vzorcov reprezentatívnych analýz sú uvedené v tab. 2.

Bournonit sa vyskytuje na oboch žilách v podobe inklúzií oválneho tvaru v galenite, alebo niekedy vzájomne prerastá s boulangeritom, prípadne s chalkopyritom a tetraedritom (obr. 2d, e). Typické dvojčatné lamelovanie je zriedkavé. Chemické zloženie bournonitu je blízke teoretickému (obr. 3b) a obsah mikroprvkov (Fe, Cd, Ag a Bi) je nižší ako detekčný limit (tab. 2). Priemerný vzorec prepočítaný na 3 katióny má tvar $Cu_{0.99}Pb_{1.02}Sb_{0.99}S_{3.01}$.

Freibergit a ***tetraedrit*** sa vyskytujú zriedkavo na oboch žilách v podobe alotriomorfných zŕn v asociácii s galenitom, bournonitom a chalkopyritom. Spolu s nimi sa vyskytujú v žilkách v staršom sfalerite I (obr. 2d, f). Zrná minerálov tetraedritovej skupiny sú v spätne rozptýlených elektrónoch sektorovo zonálne (obr. 2e). Vyplýva to z rozdielov v obsahu Ag, ktorý sa pohybuje od 9,58 do 30,73 hm. % (tab. 3). Ide o pomerne plynulý prechod medzi Ag-tetraedritom a freibergitom (obr. 4). Obsah Fe sa pohybuje od 3,80 do 5,69 hm. % a Zn od 0,76 do 3,03 hm. %. Obsah As nepresahuje 0,5 hm. % (0,01 – 0,44) (tab. 3). Priemerný vzorec tetraedritu a freibergitu prepočítaný na sumu 16 katiónov má tvar $Cu_{6.00}[(Cu_{1.14}Ag_{2.73})_{3.87}(Fe_{1.39}Zn_{0.61}Cd_{0.05})_{2.05}](Sb_{4.00}As_{0.07}Bi_{0.01})_{4.08}S_{12.63}$, resp. $(Ag_{4.77}Cu_{1.23})_{6.00}[Cu_{3.84}(Fe_{1.82}Zn_{0.24}Cd_{0.07}Hg_{0.01})_{2.14}](Sb_{4.00}As_{0.01}Bi_{0.01})_{4.02}S_{12.05}$.

Tab. 3
Elektrónové mikroanalýzy tetraedritu (td) a freibergitu (fr) (hm. %) s prepočtom na kryštalochemický vzorec
Electron microprobe analyses of tetrahedrite (td) and freibergite (fr) (wt.%) with formula calculation

	1 (td)	2 (td)	3 (td)	4 (td)	5 (td)	6 (fr)	7 (fr)
Cu	31,45	27,25	25,70	23,17	22,58	19,51	16,09
Ag	9,58	14,77	17,52	21,19	21,42	26,09	30,73
Fe	4,10	4,64	4,85	4,87	3,80	5,52	5,69
Cd	0,18	0,24	0,31	0,37	0,36	0,41	0,48
Zn	2,79	2,25	1,66	1,66	3,03	0,94	0,76
Hg	0,00	0,13	0,00	0,00	0,02	0,02	0,18
As	0,16	0,38	0,44	0,28	0,23	0,01	0,08
Bi	0,01	0,25	0,17	0,00	0,10	0,01	0,29
Sb	28,50	28,30	27,94	27,52	27,31	26,99	26,78
S	23,64	23,13	23,40	23,02	22,91	21,76	20,91
Σ	100,41	101,34	102,00	102,09	101,76	101,26	101,98
	prepočet vzorca na 16 katiónov formula calculated on the basis of 16 cations						
Cu	8,45	7,42	7,05	6,43	6,32	5,53	4,61
Ag	1,52	2,37	2,83	3,47	3,53	4,36	5,18
Fe	1,25	1,44	1,51	1,54	1,21	1,78	1,85
Cd	0,03	0,04	0,05	0,06	0,06	0,07	0,08
Zn	0,73	0,60	0,44	0,45	0,82	0,26	0,21
Hg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
As	0,04	0,09	0,10	0,07	0,05	0,00	0,02
Bi	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03
Sb	3,99	4,02	4,00	3,99	3,99	4,00	4,00
S	12,58	12,48	12,72	12,67	12,71	12,23	11,87

Galenit je najčastejšie rozptýlený v kremeni v podobe drobných kryštálov alebo zhlukov. Kremeň vplyvom jeho prítomnosti nadobúda sivú farbu. V mikroskope je pozorovateľné prerastanie galenitu so sfaleritom, tetraedritom a bournonitom (obr. 2d, e). Zriedkavejšie prerastá s boulangeritom a stephanitom (obr. 2c, h). Z výsledkov elektrónovej mikroanalýzy vyplýva, že galenit neobsahuje striebro ani v prípade, ak vzájomne prerastá so stephanitom či freibergitom (tab. 4, an. č. 4). Niekedy má galenit zvýšený obsah Sb (max. 0,27 hm. %).

Chalkopyrit je zriedkavý a vyskytuje sa v podobe nepravidelných kryštálov spolu s galenitom, bournonitom, tetraedritom a freibergitom alebo ako tenké žilky vo sfalerite. V jednom prípade sa okolo chalkopyritovo-galenitového

◀**Obr. 2a.** Arzenopyrit s oscilačnou chemickou zonálnosťou (BEI): **b** – rozdrvený zonálny arzenopyrit v kremeni (čierny) (BEI); **c** – ihličkovité kryštály boulangeritu (sivý) s galenitom (biely), čierny je kremeň (BEI); **d** – galenit (Gn), tetraedrit (Td), bournonit (Bnn), chalkopyrit a pyrit (Py) prenikajú cez starší sfalerit (Sp) a kremeň (Qtz) (BEI); **e** – zonálny Ag tetraedrit (Td) v asociácii s bournonitom (Bnn), galenitom (Ga), chalkopyritom (Ccp), sfaleritom (Sp), kremeňom (Qtz) a baritom (Brt) (BEI, detail z časti d); **f** – galenit (Gn), tetraedrit (Td), bournonit (Bnn), chalkopyrit, pyrit (Py) a barit (Brt) prenikajú cez starší sfalerit (Sp) a kremeň (Qtz) (BEI); **g** – chalkopyrit (Ccp) s retiazkovitým lemom markazitu (Mar) v asociácii s galenitom (Gn), pyritom (Py), kremeňom (Qtz) a karbonátmi (Car) (BEI); **h** – nepravidelné zrno stephanitu (Ste) v asociácii s galenitom (Gn), kremeňom (Qtz) a karbonátmi (Car) (BEI).

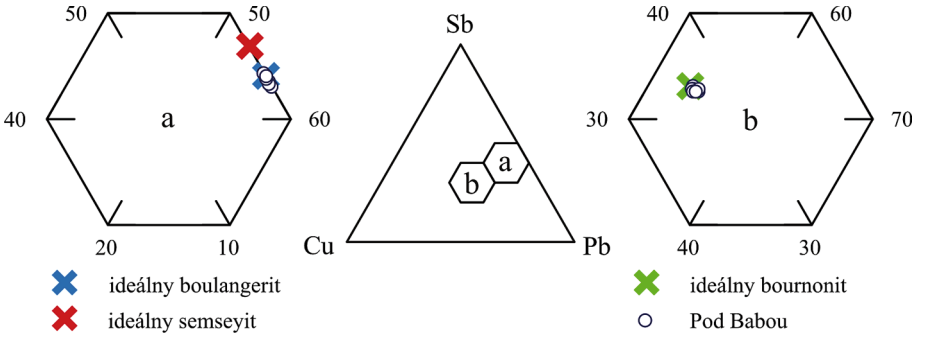
Fig. 2a. Arsenopyrite with the oscillatory chemical zoning (BEI): **b** – the cataclased zonal arsenopyrite in quartz (black) (BEI); **c** – acicular boulangerite crystals (grey) with galena (white), quartz is black (BEI); **d** – younger galena (Gn), tetrahedrite (Td), bournonite (Bnn), chalcopyrite and pyrite (Py) fill the space between grains of older sphalerite (Sp) and quartz (Qtz) (BEI); **e** – zonal Ag-tetrahedrite (Td) in association with bournonite (Bnn), galena (Gn), sphalerite (Sp), quartz (Qtz) and barite (Brt) (BEI, detail from the part d); **f** – younger galena (Gn), tetrahedrite (Td), bournonite (Bnn), chalcopyrite and pyrite (Py) fill the space between grains of older sphalerite (Sp) and quartz (Qtz) (BEI); **g** – chalcopyrite (Ccp) with the rim of marcasite (Mar) grains in association with galena (Gn), quartz (Qtz), pyrite (Py), and carbonates (Car) (BEI); **h** – irregular grain of stephanite (Ste) in association with galena (Gn), quartz (Qtz) and carbonates (Car) (BEI).

agregátu vyskytuje lem markazitu (obr. 2g). Chalkopyrit obsahuje 0,5 hm. % Zn (tab. 4). Obsah ďalších prvkov (Sn, Sb, Ag a Ni) nedosahuje ani desatiny hm. %.

Markazit sme pozorovali mikroskopicky iba v jednom prípade v podobe drobných kosoštvorcových kryštálov tvoriacich retiazkovitý lem okolo chalkopyritovo-galenitového agregátu na hranici s karbonátom (obr. 2g). Bol určený opticky v odrazenom polarizovanom svetle.

Pyrit sa vyskytuje vo viacerých generáciách. Pyrit I sa vyskytuje v podobe kryštalických agregátov v asociácii s arzenopyritom a kremeňom. Býva rozdrvený (obr. 2g) a uzatvorený minerálmi mladších štádií. V Pb-Zn štádiu sa vyskytuje v podobe zhlukov nepravidelných zŕn v kremeni a sfalerite (pyrit II, obr. 2d) aj izometrických, idiomorfne ohraničených zŕn spolu so sulfidmi (pyrit III, obr. 2d). Zriedkavejšie tvorí tenké žilky v kremeni. Bol identifikovaný elektrónovou mikroanalýzou. Obsah As v pyrite kolíše od 0,10 do 0,94 hm. %. Obsah ostatných mikroprvkov je, s malými výnimkami, nízky (tab. 1).

Sfalerit je najhojnejšie sa vyskytujúci rudný minerál na lokalite. Makroskopicky sa vyskytuje v podobe kryštálov až hniezd (s veľkosťou do niekoľko cm^3) hnedej farby v kremeni. Väčšie bývajú rozpukané a zvetrané, na povrchu povlečené hrdzavohnedými sekundárnymi minerálmi. V odrazenom svetle majú kryštály sfaleritu alotriomorfné ohraničenie. Niekedy sa vyskytujú samostatne. Častejšie prerastajú s galenitom, pyritom a ďalšími sulfidmi, pričom tie do nich prenikajú (obr. 2f). V prechádzajúcom svetle je sfalerit hnedožltej, hnedočervenej až tmavohnedej farby, priehľadný až nepriesvitný. Okrem puklín sú bežné tlakové



Obr. 3. Ternárny graf (Cu)-Pb-Sb sulfosolí (at. %).

Fig. 3. Ternary diagram of (Cu)-Pb--Sb sulfosalts (at.%).

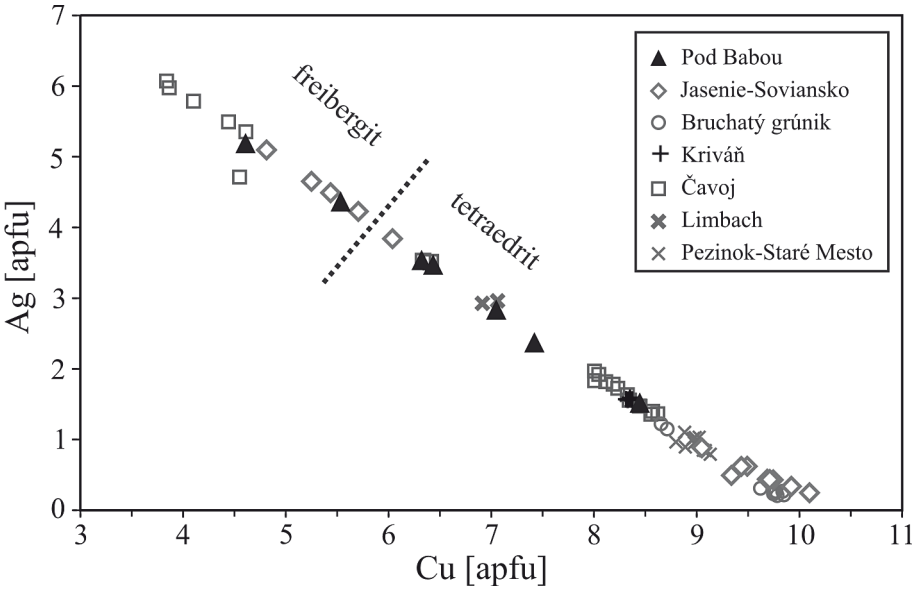
Tab. 4
Elektrónové mikroanalýzy galenitu (Gn), chalkopyritu (Ccp) a sfaleritu (Sp) (hm. %) s prepočtom na kryštalochemický vzorec
Electron microprobe analyses of galena (Gn), chalcopyrite (Ccp) and sphalerite (Sp) (wt.%) with formula calculation

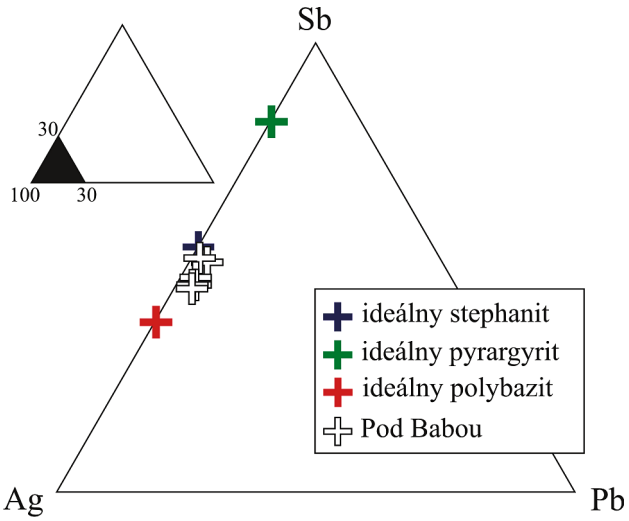
	1 (Gn)	2 (Gn)	3 (Gn)	4 (Gn)	5 (Gn)	6 (Ccp)	7 (Ccp)	8 (Sp)	9 (Sp)	10 (Sp)
Pb	86,65	87,03	86,41	85,58	85,28	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
Fe	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	30,61	30,21	2,97	3,39	1,17
Ag	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n. a.	n. a.	n. a.
Cd	0,02	0,04	0,07	0,00	0,00	n. a.	n. a.	0,15	0,21	0,18
Cu	0,00	0,00	0,40	0,00	0,03	34,51	34,69	0,00	0,00	0,00
Sb	0,27	0,26	0,06	0,06	0,10	0,00	0,00	n. a.	n. a.	n. a.
Bi	0,00	0,05	0,11	0,03	0,16	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
Zn	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	0,52	0,50	64,51	63,50	65,64
In	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	0,05	0,05	0,07
S	13,80	13,76	13,66	13,73	13,54	35,10	34,25	33,22	33,41	33,34
Σ	100,78	101,17	100,71	99,42	99,11	100,74	99,65	100,90	100,56	100,40
prepočet vzorca na sumu atómov = 2 (galenit), 4 (chalkopyrit), 2 (sfalerit) formula calculated on the basis of atom total = 2 (galenite), 4 (chalcopyrite), 2 (sphalerite)										
Pb	0,98	0,99	0,98	0,98	0,99	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	1,00	0,05	0,06	0,02
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n. a.	n. a.	n. a.
Cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n. a.	n. a.	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,99	1,01	0,00	0,00	0,00
Sb	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n. a.	n. a.	n. a.
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
Zn	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	0,01	0,01	0,95	0,94	0,97
In	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	0,00	0,00	0,00
S	1,01	1,01	1,00	1,02	1,01	2,00	1,98	1,00	1,00	1,01

n. a. – neanalyzované/not analysed

Obr. 4. Závislosť obsahu Cu a Ag v členoch izomorfného radu tetraedrit – freibergit z lokality Pernek-Pod Babou a porovnanie s tetraedritmi z vybraných tatrických lokalít: Jasenie-Soviansko (Luptáková, 1999; Luptáková a Pršek, 2004), Vyšná Boca-Bruchatý grúnik (Ozdín a Chovan, 1999), Kriváň (Bakos a Chovan, 2006), Čavoj (Mikuš, 2001; Mikuš et al., 2003), Limbach (Andráš et al., 1990), Pezinok (Bakos et al., 2002).

Fig. 4. Relationship between Cu and Ag contents in members of tetrahedrite-freibergite isomorphic series from the Pernek-Pod Babou locality and comparison with Ag-tetrahedrites from selected localities of Tatric Unit: Jasenie-Soviansko (Luptáková, 1999; Luptáková and Pršek, 2004), Vyšná Boca-Bruchatý grúnik (Ozdín and Chovan, 1999), Kriváň (Bakos and Chovan, 2006), Čavoj (Mikuš, 2001; Mikuš et al., 2003), Limbach (Andráš et al., 1990), Pezinok (Bakos et al., 2002).





Obr. 5. Trojuholníkový graf Ag-Sb sulfosolí s analýzami stephanitu a priemety chemicky najbližších teoretických minerálov (at. %).

Fig. 5. Ternary plot of Ag-Sb sulfosalts with stephanite analyses (at.%).

lamely v dvoch smeroch, ktoré pri skrížených nikoloch spôsobujú anomálnu anizotropiu (obr. 9c, d). Sfalerit má zvýšený obsah Fe (na spodnej žile do 3,4, na hornej žile 1,2 hm. %) a Cd (do 0,2 hm. %) (tab. 4). Obsah Cu, Mn a In je nižší ako detekčný limit.

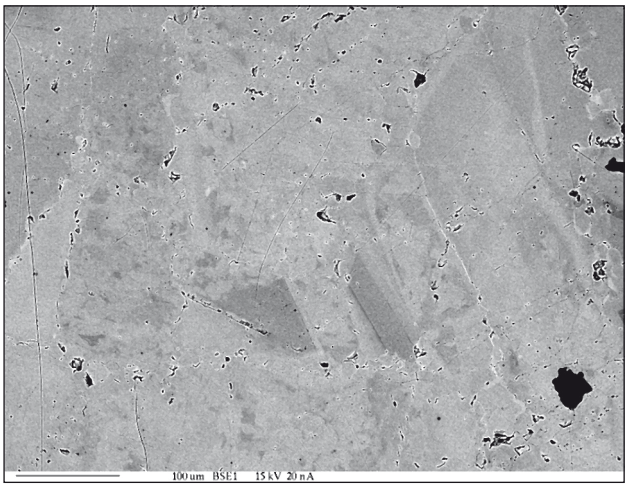
Stephanit sme pozorovali mikroskopicky len v jednej vzorke z haldy štôlne Mikuláš (spodná rudná žila). Vyskytuje sa v podobe alotriomorfne ohraničeného kryštálu v karbonáte v asociácii s galenitom, s ktorým navzájom prerastá (obr. 2h), a pyritom. Bol identifikovaný elektrónovou mikroanalýzou (tab. 2). Povrch zrna bol značne nerovný (poškriabaný, pórovitý), čo bolo pravdepodobne príčinou nižšej kvality analýz. Vidieť to aj z priemetov analýz oproti teoretickému stephanitu v ternárnom grafe Ag – Sb – Pb (obr. 5). Vzorec prepočítaný na 6 katiónov možno uviesť ako $(Ag_{5.03}Cu_{0.01})_{5.04}(Sb_{0.95}Bi_{0.01})_{0.96}(S_{3.78}Cl_{0.02})_{3.80}$. Chemicky blízky polybazit má vyšší obsah Cu (min. 2,9 hm. %) (Bindi et al., 2007). Fázu, ktorú sme pozorovali, vzhľadom na nízky obsah Cu a priemet analýz v diagrame do blízkosti poľa stephanitu preto považujeme za stephanit.

Nerudné minerály

Barit sa vyskytuje iba na haldách bezmenných štôlničiek (horná žila) neďaleko štôlne Gašpar. Má bielu farbu. Je masívny, priesvitný, hrubokryštalický, ale značne rozpukaný, cukrovitého vzhľadu. Je v sukcesii najmladší. Obsahuje úlomky hornín a minerálov starších štádií. V BEI je barit sektorovo zonálny, čo je spôsobené kolísavým obsahom Sr (SrO = 0,1 – 1,6 hm. %; tab. 5, obr. 6).

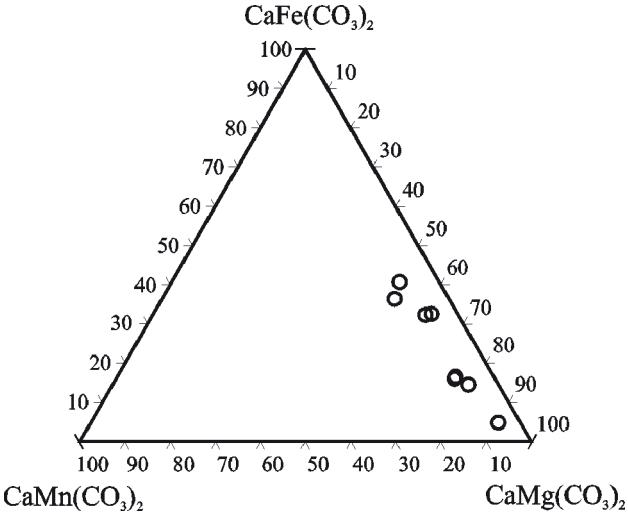
Kremeň sa vyskytuje vo viacerých generáciách. Na halde štôlne Mikuláš je najbežnejším minerálom. V prvom štádiu sa vyskytuje v asociácii s arzenopyritom a pyritom. Tento kremeň je jemnozrnný a má tmavosivú farbu. Býva uzatvorený v podobe úlomkov v mladšom kremeni a sulfidoch. Kremeň Pb-Zn štádia je bielej, sivastej alebo hrdzavohnedej farby. Je priesvitný až priehľadný. Obsahuje sulfidy, najmä sfalerit, menej galenit, pyrit a iné. Niekedy obsahuje úlomky hornín, na ktoré narastá v podobe kokardovej textúry. V menšom množstve sa kremeň vyskytuje aj v asociácii s karbonátmi.

Karbonáty sa vyskytujú len na halde štôlne Mikuláš (spodná žila). Tenké karbonátové žilky s hrúbkou 0,5 cm prenikajú cez kremeň so sulfidmi. Hrubšie žilky (do niekoľko cm) majú charakteristickú zonálnu stavbu. Okraje tvorí starší kremeň so sulfidmi. Smerom k stredu sa vyskytuje strednozrnný sivobiely dolomit. V BEI je zonálny



Obr. 6. Sektorová zonálnosť baritu. Tmavšie zóny sú obohatené o Sr (BEI).

Fig. 6. Barite aggregate showing sectorial zonning with darker zones enriched in Sr (BEI).



Obr. 7. Chemické zloženie dolomitu (mol. %).

Fig. 7. Chemical composition of dolomite (mol.%).

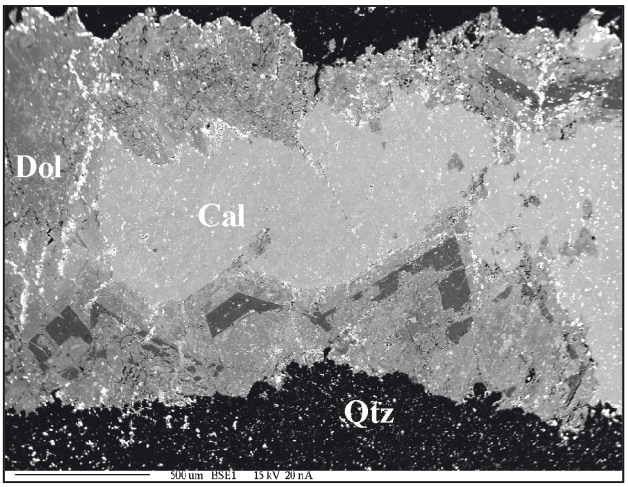
(obr. 8). Tmavšie zóny sú obohatené o Mg. Centrálnu časť žiliek tvorí priesvitný hrubozrnný kalcit sivej farby s nízkym obsahom Fe (max. 0,02 *apfu*), Mg (max. 0,01 *apfu*) a Mn (max. 0,04 *apfu*) (tab. 6).

Fluidné inklúzie

Kremeň z kremeňovo-arzenopyritového štádia nie je transparentný, a preto sa na mikrotermometrický výskum nedá použiť. Kremeň z Pb-Zn štádia je bielej farby so sivým odtieňom, málo transparentný. Obsahuje dvojfázové (L + V) fluidné inklúzie, ktoré sa vyskytujú jednotlivo alebo v malých skupinách. Plynová bublinka zaberá približne 10 % z celkového objemu inklúzie. Tvar inklúzií býva nepravidelný (amébovitý) (obr. 9a) a veľkosť sa pohybuje od 5 do 13 μm.

Sfalerit z Pb-Zn štádia je v prechádzajúcom svetle žltohnedý až hnedý, miestami červenohnedý, priehľadný až nepriesvitný. Je tlakovo postihnutý. Prejavuje sa to lamelovaním v dvoch smeroch a anomálnou anizotropiou (obr. 9c, d). Obsahuje jednofázové vodné inklúzie usporiadané v pásoch a plochách. Inklúzie sú priestorové a majú tmavé nepriesvitné okraje. Veľkosť meraných inklúzií je 6 až 20 μm.

Kalcit z karbonátového štádia je hrubozrnný, sivobielej farby, pomerne transparentný. Obsahuje dvojfázové (L + V) inklúzie, ktoré sa vyskytujú izolovane alebo v nepočetných skupinách. Fluidné inklúzie majú

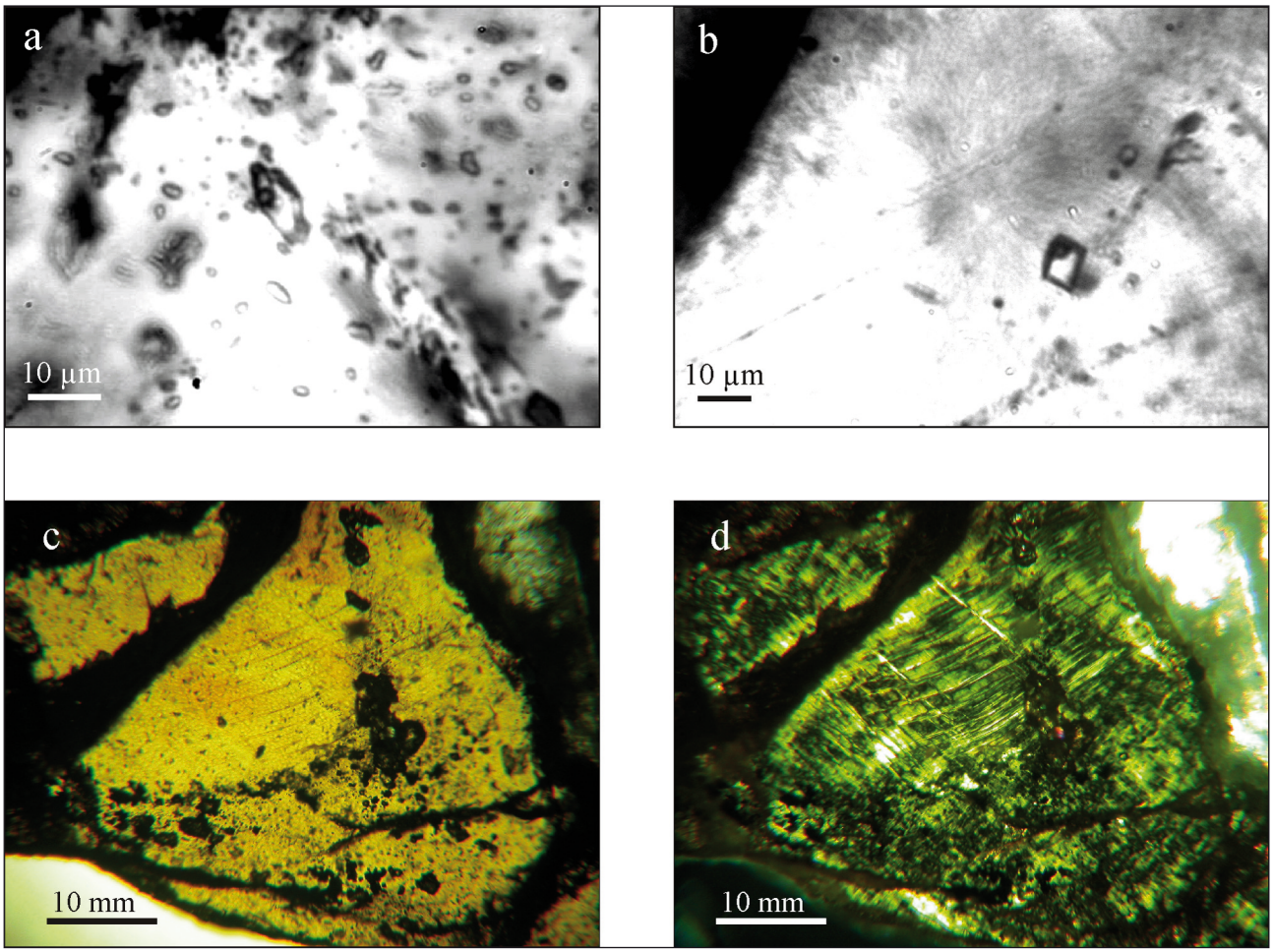


Obr. 8. Karbonátová žilka v kremeni (Qtz). Okraje tvorí dolomit (Dol). Tmavšie relikty majú vyšší obsah Mg. Stred vypĺňa mladší kalcit (Cal) (BEI).

Fig. 8. Carbonate vein in quartz (Qtz) with dolomite (Dol) on the boundaries and calcite (Cal) in the central part. Dark dolomite relics have higher Mg content (BEI).

Tab. 5
Elektrónové mikroanalýzy baritu (hm. %)
Electron microprobe analyses of barite (wt.%)

	1	2	3	4
BaO	64,55	65,19	64,27	66,32
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,02	0,00
MnO	0,00	0,05	0,00	0,05
SrO	1,31	0,86	1,59	0,11
SO_3	33,86	33,53	34,04	33,67
Σ	99,73	99,63	99,92	100,14
prepočet vzorca na základe 4 atómov kyslíka cation numbers on the basis of 4 oxygens				
Ba	0,99	1,01	0,98	1,02
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,03	0,02	0,04	0,00
S	0,99	0,99	0,99	0,99
Σ	2,01	2,02	2,01	2,02



Obr. 9. Príklady fluidných inklúzií: **a** – dvojfázová (L + V) inklúzia nepravidelného tvaru v kremeni Pb-Zn štádia; **b** – inklúzia v tvare negatívneho kryštálu v kalcite karbonátového štádia; **c, d** – tlakovo postihnutý sfalerit v prechádzajúcom svetle, c – pri rovnobežných nikoloch, d – pri skrížených nikoloch.

Fig. 9. Examples of fluid inclusions: **a** – irregular shaped two-phased (L + V) inclusion in quartz from Pb-Zn stage; **b** – inclusion of negative crystal shape in calcite from carbonate stage; **c, d** – stress deformations in sphalerite in transmitted light, c – in parallel nicols, d – in crossed nicols.

najčastejšie tvar kryštálového negatívu, romboedrický, v dvojrozmernom priestore redukovaný na kosoštvorcový, resp. kosodĺžnikový (obr. 9b). Veľkosť inklúzií je okolo 6 μm. Objem plynnej fázy nepresahuje 10 % z celkového objemu inklúzie.

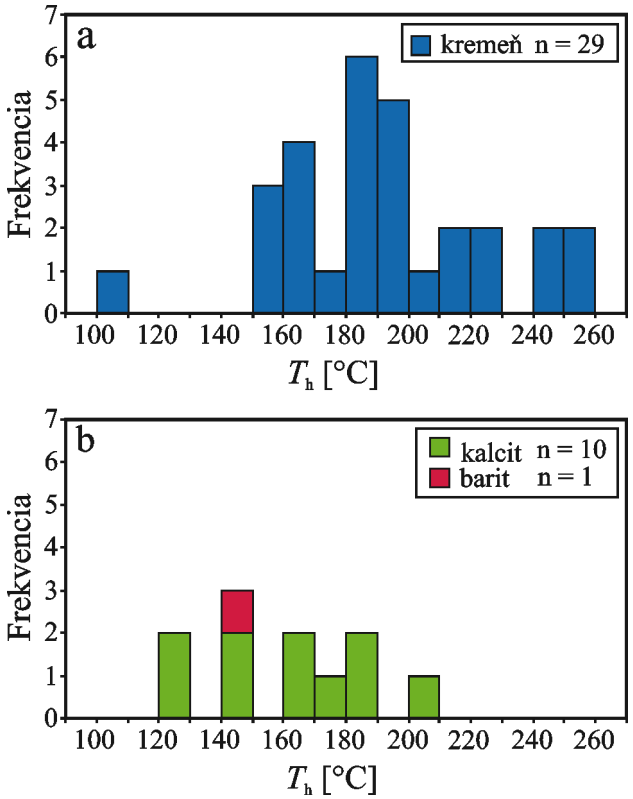
Barit z baritového štádia je rozpukaný. Platničky sú veľmi krehké a rozpadávajú sa na malé úlomky s veľkosťou približne 1 mm^2, čo komplikuje manipuláciu s nimi. Podarilo sa odmerať iba jednu dvojfázovú inklúziu s objemom plynnej fázy približne 10 % z celkového objemu. Priemer inklúzie bol 5,5 μm.

Inklúzie v kremeni z Pb-Zn štádia zamŕzali pri teplote –36 až –59 °C. Dvojité vymŕzanie sme nepozorovali. Eutektická teplota sa pohybuje od –39 do –19 °C. Ľad sa tavil v intervale –11,0 až –0,1 °C. Niekedy bol metastabilný. Prejavovalo sa to rôznymi hodnotami T_mi pri opakovaných meraniach. V niekoľkých inklúziách vo vzorke zo spodnej žily sme pozorovali tavenie neznámej fázy pri teplote približne 14 °C. Poslednou fázovou zmenou pri zahrievaní bola homogenizácia na kvapalnú fázu, ktorá prebiehala pri teplote od 110 do 260 °C, s maximom hodnôt v intervale 150 až 250 °C (obr. 10a).

Vo sfalerite boli odmerané iba dve eutektické teploty a tri teploty tavenia ľadu. Eutektická teplota má hodnotu –28 a –26, resp. –21,4 °C, keďže pri opakovaní merania boli namerané rôzne hodnoty (tab. 7). Ľad sa tavil pri teplote –5,8, –1,4 a –1,0 °C. Pri mrazení došlo k strečingu (roztiahnutiu) inklúzií. V dôsledku toho sa v dvoch inklúziách objavili bublinky plynnej fázy. Odmeraná teplota homogenizácie má hodnotu 83 a 168 °C.

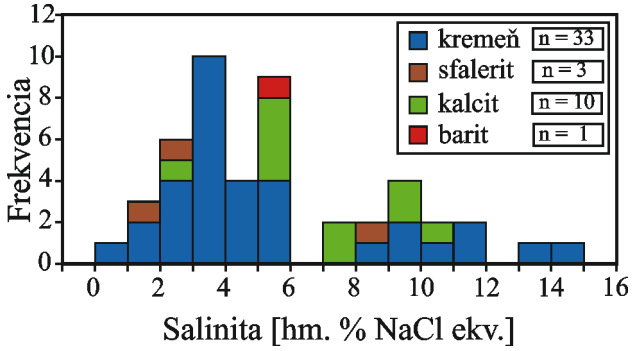
V kalcite sa eutektickú teplotu podarilo odmerať iba v dvoch inklúziách z desiatich. Kvapalná fáza sa v zmrznutých inklúziách objavila pri teplote –27 a –21,5 °C. Poslednou pevnou fázou v inklúziách bol ľad, ktorý sa tavil pri –7,2 až –1,3 °C (tab. 7). Homogenizácia na kvapalnú fázu prebiehala v intervale 122,8 až 204,9 °C (obr. 10b).

Vo fluidnej inklúzii v barite bola odmeraná teplota všetkých fázových zmien. Eutektická teplota je –22 °C



Obr. 10. Histogram teplôt homogenizácie fluidných inklúzií: a – v kremeni z Pb-Zn štádia, b – v kalcite a barite; n – počet meraní.

Fig. 10. Histograms of homogenization temperatures: a – in quartz from Pb-Zn stage, b – in calcite and barite; n – number of measurements.



Obr. 11. Histogram hodnôt salinity vo fluidných inklúziách; n – počet hodnôt.

Fig. 11. Histogram of salinities of fluid inclusions; n – number of values.

a teplota tavenia ľadu –3,3 °C. Homogenizácia na kvapalnú fázu prebehla pri teplote 142,7 °C.

Eutektická teplota fluidných inklúzií v kremeni z Pb-Zn štádia naznačuje, že inklúzie obsahujú systém H_2O–NaCl + ďalší/ie katión/y. Identifikácia týchto katiónov bola problematická, pretože sa získalo málo údajov s pomerne veľkým rozptylom (tab. 7). Zatiaľ čo teplota okolo –20 °C svedčí o prítomnosti systému H_2O–NaCl (± K^+), teplota –39 °C poukazuje na prítomnosť katiónu Fe^{2+}, resp. Fe^{3+}

Tab. 6
Elektrónové mikroanalýzy karbonátov (hm. %) s prepočtom na vzorce
Electron microprobe analyses of carbonates (wt.%) with formula calculation

	CaO	MgO	FeO	MnO	SrO	CO_2	Σ
1	54,81	0,07	0,37	0,49	0,04	43,64	99,41
2	54,22	0,08	0,44	1,26	0,01	43,69	99,70
3	55,24	0,09	0,51	0,58	0,03	44,13	100,57
4	54,14	0,24	0,73	0,71	0,05	43,66	99,53
5	55,03	0,13	0,13	1,07	0,02	44,08	100,45
6	54,44	0,17	0,22	1,51	0,04	43,99	100,37
7	55,63	0,09	0,06	1,45	0,06	44,71	101,99
8	30,37	16,33	4,73	2,37	0,03	46,04	99,87
9	30,29	17,52	4,19	1,94	0,00	46,68	100,63
10	30,96	16,27	4,53	2,55	0,00	46,42	100,74
11	30,32	13,03	8,97	1,58	0,05	44,51	98,46
12	30,56	10,85	10,07	3,29	0,01	44,04	98,81
13	29,85	11,06	11,62	2,46	0,28	44,26	99,53
14	30,68	12,65	8,85	1,94	0,07	44,55	98,74
15	30,69	19,21	1,33	1,33	0,01	46,71	99,28

prepočet vzorca na sumu katiónov = 1 (kalcit), 2 (dolomit)
formula calculated on the basis of cation total = 1 (calcite), 2 (dolomite)

	Ca	Mg	Fe	Mn	Sr
1	0,99	0,00	0,01	0,01	0,00
2	0,97	0,00	0,01	0,02	0,00
3	0,98	0,00	0,01	0,01	0,00
4	0,97	0,01	0,01	0,01	0,00
5	0,98	0,00	0,00	0,02	0,00
6	0,97	0,00	0,00	0,02	0,00
7	0,98	0,00	0,00	0,02	0,00
8	1,04	0,78	0,13	0,06	0,00
9	1,02	0,82	0,11	0,05	0,00
10	1,05	0,77	0,12	0,07	0,00
11	1,07	0,64	0,25	0,04	0,00
12	1,09	0,54	0,28	0,09	0,00
13	1,06	0,55	0,32	0,07	0,01
14	1,08	0,62	0,24	0,05	0,00
15	1,03	0,90	0,04	0,04	0,00

1 – 7 – kalcit, 8 – 15 – dolomit
1 – 7 – calcite, 8 – 15 – dolomite

(Borisenko, 1977). Z teploty tavenia ľadu sa počítala salinita, ktorá sa pohybuje od 0,2 do 15 hm. % NaCl ekv., so zvýšenou koncentráciou hodnôt medzi 2 – 6 hm. % NaCl ekv. (obr. 11). Fáza, ktorá sa tavila pri 14 °C, by mohla byť hydrát CO_2, ale pravdepodobne s prímesou iného plynu (CH_4, NH_4^+?), pretože čistý hydrát CO_2 je stabilný iba do 10 °C (napr. Brown a Lamb, 1989). Hustota zachyteného fluida sa pohybuje od 0,81 do 1,00 g/cm^3.

Eutektická teplota v pôvodne jednofázových inklúziách vo sfalerite naznačuje, že inklúzie obsahujú systém H_2O–NaCl s obsahom ďalšieho/ďalších katiónu/ov ako Fe. Teplota tavenia ľadu zodpovedá salinite 1,7, 2,4 a 9,0 hm. % NaCl ekv. (obr. 11). Homogenizačná teplota (83 a 168 °C) nezodpovedá minimálnej teplote vzniku, ale zmene veľkosti objemu inklúzie pri mrazení.

Hodnoty eutektickej teploty fluidných inklúzií v kalcite poukazujú na systém H_2O–NaCl + iný/é katión/y. Vzhľadom na rozmery inklúzií je možná určitá nepresnosť pri meraní eutektickej teploty (T_e). Nie je známy systém s T_e –27 °C.

Tab. 7
Reprezentatívne výsledky meraní a výpočtov fluidných inklúzií
Representative data of fluid inclusion measurements and calculations

Kremeň	d [μm]	T_e [°C]	T_mi [°C]	T_h [°C]	S [hm. % NaCl ekv.]	ρ [g/cm^3]
1	7	–39?	–11,0	168,7	14,18	1,01
2	7,5		–6,3	249,3	9,58	0,891
3	7		–2,1	180,2	3,44	0,915
4	9,5		–3,5	217,1	5,62	0,893
5	7		–3,0	221,1	4,86	0,882
6			–2,6	195,3	4,23	0,904
7	12,5		–9,5	184,7	13,41	0,984
8	8,5		–2,9	193,5	4,70	0,909
9			–1,9	259,2	3,12	0,810
10			–2,2	248,2	3,60	0,833
11			–2,1	189,3	3,44	0,905
12			–1,9	194,6	3,12	0,896
13			–2,4	191,4	3,92	0,906
14	5		–3,1	185,5	5,01	0,920
15	5		–1,8	151,7	2,96	0,940
16	5		–1,5	163,5	2,47	0,925
17	7		–3,4	179,4	5,47	0,930
18	5		–1,6	163,0	2,63	0,927
19			–1,2	155,2	1,98	0,930
20			–1,2	155,4	1,98	0,930
21		–19	–1,9	258,3	3,12	0,812
22	5,5		–7,7	186,4	11,34	0,966
23	6		–7,6	215,1	11,22	0,939
24	5		–7,3	192,4	10,86	0,956
25	6,5		–1,7	200,9	2,79	0,888
26	7		–2,2	169,8	3,60	0,927
27		–27,2	–5,3	225,6	8,24	0,906
Sfalerit						
1	20	–28,5	–5,8	83*	8,92	
2	10	–26 (–21,4)	–1,0		1,74	
3	6		–1,4	168*	2,31	
Kalcit						
1			–3,6	163,9	5,78	0,947
2			–3,2	149,8	5,17	0,956
3		<–21,5	–3,5	122,8	5,63	0,982
4		–27	–7,2	146,5	10,73	0,998
5			–1,3	124,1	2,14	0,958
6			–3,2	188,2	5,17	0,918
7			–6,0	189,3	9,19	0,947
8	7,5		–5,9	204,9	9,05	0,933
9	5,5		–4,6	162,6	7,25	0,959
10	4,5		–4,8	176,3	7,54	0,948
Barit						
1	5,5	–22	–3,3	142,7	5,32	0,963

d – priemer fluidnej inklúzie, T_e – eutektická teplota, T_mi – teplota tavenia ľadu, T_h – teplota homogenizácie, S [hm. % NaCl ekv.] – salinita v hm. % ekv. NaCl, ρ – hustota, * – homogenizačná teplota reekvilibrovanej inklúzie
d – diameter of fluid inclusion, T_e – eutectic temperature, T_mi – ice melting temperature, T_h – homogenization temperature, S [wt.% NaCl eq.] – salinity in wt.% NaCl eq., ρ – density, * – homogenization temperature of reequilibrated inclusion

Tab. 8
Izotopové zloženie baritu, sfaleritu a kalcitu
Isotopic composition of barite, sphalerite and calcite

	$\delta^{34}S_{CDT}$	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$	$\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$
Kalcit		–4,64	–16,93	13,45
Barit	20,12		–17,29	13,08
Sfalerit	–1,99			
Sfalerit	–2,29			

Pravdepodobne ide o metastabilnú eutektickú teplotu v systéme H_2O–NaCl–KCl. Salinita vypočítaná z teploty tavenia ľadu sa pohybuje medzi 2,1 a 10,8 hm. % NaCl ekv., s mierne zvýšenou koncentráciou hodnôt medzi 5 – 6 hm. % NaCl ekv. (obr. 11). Hustota fluíd sa pohybuje od 0,918 do 0,998 g/cm^3.

Eutektická teplota vo fluidnej inklúzii v barite zodpovedá systému H_2O–NaCl–KCl (Davis et al., 1990). Salinita vypočítaná z teploty tavenia ľadu je 5,4 hm. % NaCl ekv. Hustota fluida v inklúzii je 0,963 g/cm^3.

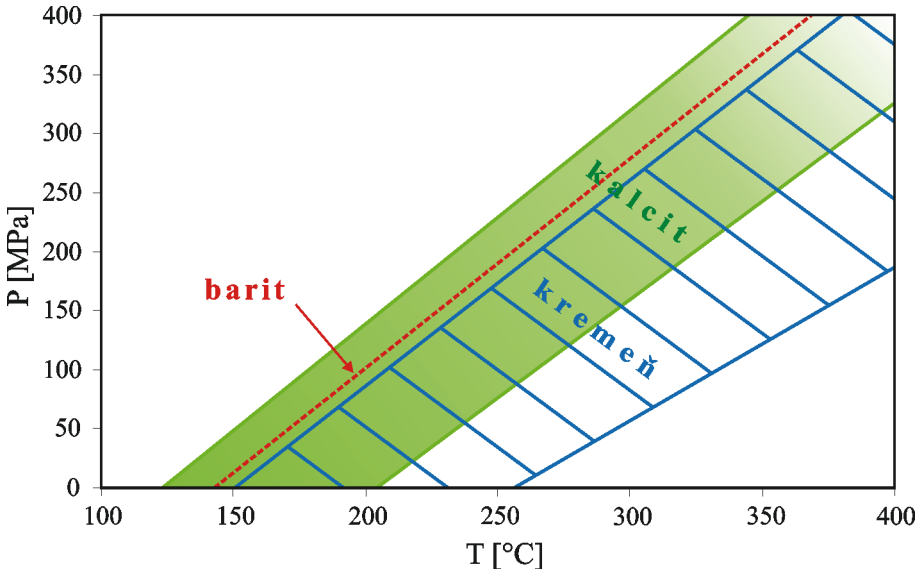
Konštantný pomer fáz vo fluidných inklúziách svedčí o zachytení fluíd v homogénnom stave. Teplota homogenizácie teda predstavuje minimálnu teplotu vzniku. Teplota homogenizácie je v prípade kremeňa väčšinou vyššia ako v kalcite. To znamená, že vo väčšine prípadov majú nižšiu hustotu. Pole izochor inklúzií z kremeňa sa nachádza v oblasti nižšieho tlaku (a vyššej teploty) ako pole izochor inklúzií z kalcitu, hoci sa čiastočne prekrývajú (obr. 12). Salinita roztokov sa od staršieho (Pb-Zn) štádia po mladšie (karbonátové) výrazne nemení. Trend poklesu salinity a teploty homogenizácie naznačuje miešanie hydrotermálnych fluíd s meteorickými (obr. 13). Je zjavný najmä v prípade kalcitu z karbonátového štádia. Parametre jednej inklúzie z baritu spadajú do intervalov v kalcite. Monofázové vodné inklúzie, ktoré sa zistili vo sfalerite, vznikajú pri nízkej teplote (~50 °C). S určitosťou teda ide o sekundárne inklúzie. Aj vzhľadom na tektonické postihnutie sfaleritu zrejme vznikli v závere hydrotermálnej aktivity.

Stabilné izotopy

Získali sme dva údaje o izotopovom zložení S vo sfalerite, jeden údaj o S a O z baritu a jeden o C a O z kalcitu. Výsledky sú v tab. 8. Izotopové zloženie minerálu závisí od izotopového zloženia príslušného prvku a jeho špeciácie vo fluide a od izotopovej frakcionácie, ktorá závisí od teploty. Použitím teploty homogenizácie fluidných inklúzií (ako minimálnej teploty vzniku) a vhodných rovníc pre frakcionačné faktory sme počítali izotopové zloženie fluíd. V prípade kalcitu sa použil frakcionačný faktor kalcit – voda (O'Neil et al., 1969) pre kyslík a kalcit – CO_2 (Ohmoto a Rye, 1979) pre uhlík a interval T_h v kalcite (123 až 205 °C). Izotopové zloženie fluida sa pohybovalo od 9,3 do 14,9 ‰ $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ a od –7,16 do –4,33 ‰ $\delta^{13}C_{PDB}$. V prípade baritu sa pre teplotu homogenizácie 143 °C a s použitím frakcionačného faktora barit-1m NaCl (Kusakabe a Robinson, 1977) vypočítala hodnota $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ fluida 3,07 ‰ (1m NaCl = 5,5 hm. % NaCl, salinita inklúzie je 5,3 hm. % NaCl ekv.). Dva údaje $\delta^{34}S_{CDT}$ zo sfaleritu dosahujú hodnotu –1,99, resp. –2,29 ‰. Keďže nie je k dispozícii údaj o teplote vzniku, môžeme len konštatovať, že koexistujúci H_2S vo fluide bol nepatrne ochudobnený o ^{34}S (<1 ‰) (Ohmoto a Rye, 1979).

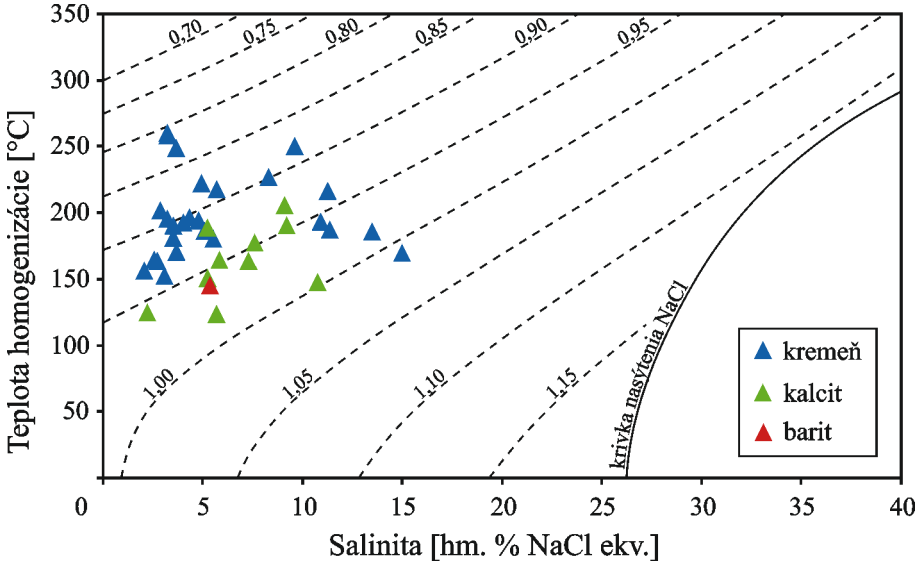
Diskusia

Hydrotermálna mineralizácia na lokalite Pod Babou vznikala počas štyroch štádií, ktoré sú oddelené tektonicky a navzájom sa líšia minerálnym zložením (obr. 14).



Obr. 12. Oblasť izochor fluidných inklúzií v kremeni (šrafované pole, obsahuje 27 izochor), kalcite (tieňované pole, obsahuje 10 izochor) a barite.

Fig. 12. Isochoric envelopes for fluid inclusions in quartz (hatched field, contains 27 isochores), calcite (shaded field, contains 10 isochores) and barite.

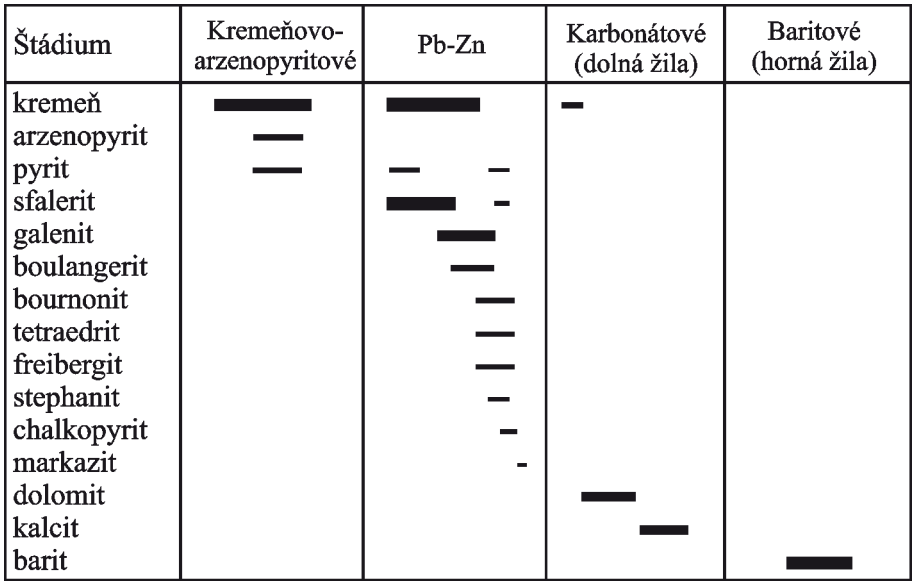


Obr. 13. Salinita *vs.* teplota homogenizácie vo fluidných inklúziách v kremeni Pb-Zn štádia, kalcite z karbonátového štádia a v barite z baritového štádia. Krivka nasýtenia NaCl a izolínie hustoty sa vypočítali pomocou rovníc publikovaných v prácach Bodnara (1993) a Sternera et al. (1988).

Fig. 13. Salinity *vs.* homogenization temperature in fluid inclusions from quartz from the Pb-Zn stage, calcite from the carbonate stage and barite from the barite stage. Density isolines and halite saturation curve were calculated after equations published by Bodnar (1993) and Sterner et al. (1988).

Kremeňovo-arzenopyritové a Pb-Zn štádium je vyvinuté na oboch žilách, zatiaľ čo karbonátové je prítomné iba na dolnej a baritové iba na hornej žile. Vzťah týchto štádií sme nepozorovali ani my pri našom výskume, ani starší autori (Cambel, 1959). Nedá sa jednoznačne povedať, či ide o dve časovo oddelené štádiá alebo vertikálnu zonálnosť ložiska. Prvé, kremeňovo-arzenopyritové štádium je tvorené tmavým kremeňom s arzenopyritom a pyritom. Minerály tohto štádia sú rozdrvené a uzatvorené minerálmi mladších štádií. Arzenopyrit je v spätne rozptýlených elektrónoch zonálny a má vysoký obsah prímesí (najmä 1,5 hm. % Sb), a teda nedá sa použiť na arzenopyritovú termometriu. Na blízkej lokalite Kolársky vrch bola odvodená teplota vzniku arzenopyritu v paragenéze s löllingitom použitím termometra publikovaného v práci Kretschmara a Scotta (1976), resp. Sundblada et al. (1984) v intervale 320 – 410, resp. 350 – 450 °C (Andráš et al., 1999). Na mnohých výskytoch hydrotermálnych mineralizácií v tatriku, kde arzenopyritové štádium tvorí počiatočnú časť sukcesie (napr. Dúbrava, Mlynná dolina, Medzibrod), sa stanovila teplota kryštalizácie (arzenopyritový termometer, fluidné inklúzie) v rovnakom intervale (Sachan a Chovan, 1991; Majzlan et al., 2001; Lalinská a Chovan, 2006). Preto aj pri kryštalizácii kremeňovo-arzenopyritového štádia na lokalite Pod Babou predpokladáme podobné teplotné podmienky.

Druhé, Pb-Zn štádium je tvorené starším kremeňom, sfaleritom a pyritom. Mladšie minerály galenit, bournonit, tetraedrit, freibergit, chalkopyrit a tiež mladší kremeň, pyrit a sfalerit v nich vypĺňajú pukliny. Galenit sa v starších prácach uvádza ako striebronosný (Cambel, 1959). Elektrónovou mikroanalýzou sa zistilo, že galenit prakticky neobsahuje Ag (max. 0,04 hm. %), ani v prípade, keď vzájomne prerastá so stephanitom. Hlavným nositeľom Ag je – podobne ako na viacerých lokalitách v tatriku – tetraedrit a freibergit, prípadne ďalšie Ag minerály. Tetraedrit na skúmanej lokalite svojím zložením varíruje od tetraedritu



Obr. 14. Sukcesívna schéma hydrotermálnej mineralizácie na lokalite Pernek-Pod Babou.

Fig. 14. Paragenetic sequence of the Pernek-Pod Babou deposit.

po freibergit, pričom sa obsah Ag plynulo mení od 9,6 do 30,7 hm. % (obr. 4). Na podobných lokalitách v tatriku (Jasenie-Soviansko, Čavoj) boli pozorované dva typy tetraedritu, s nízkym a vysokým obsahom Ag (Luptáková a Pršek, 2004; Mikuš, 2001). Okrem freibergitu sa na lokalite Pod Babou zriedkavo vyskytuje stephanit. Cambel (1959) uvádza prítomnosť freieslebenitu a andoritu. Výskyt týchto sulfosolí sa pri neskorších prácach nepotvrdil (Cambel a Krištín, 1977; táto práca). Stephanit(?) sa spolu s polybazitom, akantitom, pyrargyritom a zriedkavo s rýdzim Ag vyskytuje v asociácii s galenitom a tetraedritom na lokalite Čavoj (Mikuš, 2001; Mikuš et al., 2003; Šlepecký et al., 1992). Ďalšia sulfosoľ prítomná na lokalite je boulangerit. Táto sulfosoľ je typická pre tatrické Pb-Zn mineralizácie (Chovan et al., 2002; Pršek et al., 2006). Okrem študovanej mineralizácie sa vyskytuje na ložisku Čavoj, Jasenie-Soviansko a v Pb-Zn mineralizácii na lokalite Dve vody (Mikuš, 2001; Luptáková, 2007; Majzlan et al., 2001). Zo štúdia fluidných inklúzií vyplýva, že pri vzniku Pb-Zn štádia pôsobili nízko až stredne salinické fluidá s obsahom NaCl (± Fe^{2+}, K^{+}), s minimálnou teplotou 150 – 260 °C. Vzhľadom na trend poklesu salinity a teploty homogenizácie naznačujúci riedenie hydrotermálnych fluíd a salinitu, ktorá je niekedy nižšia ako salinita morskej vody, je pravdepodobný vplyv meteorickej vody. Malé množstvo CO_2 ± CH_4(?) zistené na dolnej žile by mohlo pochádzať z čiernych bridlíc formácie Čertovho kopca (sensu Putiš et al., 2004), ktoré vykazujú chemické charakteristiky euxínskeho morského prostredia (Khun, 1985). Vplyv čiernych bridlíc pri tvorbe mineralizácií Malých Karpát podporujú aj záporné hodnoty $\delta^{34}S$ blízke 0 ‰ vo sfalerite. Uvedené hodnoty sa interpretujú ako biogénny zdroj síry (napr. Kantor, 1947; Chovan et al., 1992), pričom pravdepodobne ide o bakteriálnu redukciu morského síranu v euxínskom prostredí.

Karbonátové štádium pozostáva z dvoch chemicky odlišných karbonátov, staršieho dolomitu a mladšieho kalcitu. Cambel (1959) uvádza iba prítomnosť kalcitu s obsahom Mg, Fe a Mn a bez bližších údajov sa uvádza ankerit (Koděra – ed., 1990). Zo štúdia fluidných inklúzií vyplýva, že kalcit kryštalizoval z fluíd s nízkou salinitou (2,1 až 10,7 hm. % NaCl ekv.) s obsahom Na a K. Minimálna teplota vzniku inklúzií je 120 – 205 °C. Podobne ako pri kremeni z Pb-Zn štádia, trend poklesu salinity a teploty homogenizácie naznačuje riedenie hydrotermálnych fluíd meteorickými.

Baritové štádium tvorí biely jemnozrnný barit cukrovitého vzhľadu s variabilným obsahom SrO. V barite bola odmeraná jedna fluidná inklúzia, ktorá pri svojom vzniku zachytila fluidum so salinitou 5,3 hm. % NaCl ekv. a s obsahom jednomocných katiónov (Na, K) pri teplote minimálne 143 °C. Tento údaj spadá do intervalu teplôt zistených meraním fluidných inklúzií v baritoch tatrika Západných Karpát (Chovan et al., 2006) a naznačuje pokles teploty od starších štádií, resp. od karbonátového štádia na úroveň 100 – 150 °C, keď nastalo vyzrážanie baritu z hydrotermálnych fluíd. Pravdepodobný je prínos povrchovej (meteorickej alebo morskej) vody.

Záver

Štúdiom Pb-Zn zrudnenia Pernek-Pod Babou sa zistilo, že mineralizácia na tomto výskyte vznikala v štyroch štádiách: 1. kremeňovo-arzenopyritovom, 2. Pb-Zn, 3. karbonátovom, 4. baritovom. Pri mineralogickom štúdiu sa zistila prítomnosť asociácie minerálov typickej pre Pb-Zn mineralizácie tatrika Západných Karpát. Hlavné minerály sfalerit, kremeň, galenit a pyrit dopĺňajú boulangerit, bournonit a minerály s obsahom Ag, najmä tetraedrit bohatý na Ag, freibergit a ojedinele stephanit. Z nerudných minerálov sú prítomné karbonáty (dolomit a kalcit) a barit. Výskyt antimonitu, zlata, andoritu a freieslebenitu sa nepotvrdil. Štúdiom fluidných inklúzií sa zistilo, že Pb-Zn a karbonátové štádium kryštalizovali z nízko salinických fluíd (1,98 – 14,18 hm. % NaCl ekv.) pri minimálnej teplote 150 – 250 °C. Vyzrážanie rozpustených zložiek prebiehalo pri poklese teploty a riedení fluíd.

Poďakovanie. Autori ďakujú prof. M. Chovanovi a Dr. J. Pršekovi za cenné rady a pripomienky a pomoc pri terénnych prácach. Práca vznikla s finančnou podporou grantovej agentúry VEGA, úloha č. 1/4048/07, APVV, úloha č. 51-008305, a úlohy MŽP SR č. 0503 *Zdroje rudonosných fluíd v metalogenéze Západných Karpát*.

Literatúra

ANDRÁŠ, P., JELEŇ, S. & CAŇO, T., 1990: Paragenetické vzťahy zlato-kremenného zrudnenia s antimónovými rudami ložiska Pezinok. *Miner. Slov. (Bratislava), 22, 429 – 435.*

ANDRÁŠ, P., DUBAJ, D. & KOTULOVÁ, J., 1999: Využitie arzenopyritového termometra na ložisku Pezinok. *Miner. Slov. (Bratislava), 31, 322 – 324.*

BAKOS, F. & CHOVAN, M., 2006: Hydrotermálna Au-Sb mineralizácia v oblasti Kriváňa (Tatry). *Miner. Slov. (Bratislava), 38, 2, 83 – 98.*

BAKOS, F., PRŠEK, J. & TUČEK, P., 2002: Variscan granitoid hosted hydrothermal gold deposit Pezinok – Staré Mesto (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians): Mineralogy, paragenesis, fluid inclusion study. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 8, 37 – 47.*

BINDI, L., EVAIN, M., SPRY, P. G. & MENCHETTI, S., 2007: The pearceite-polybasite group of minerals: Crystal chemistry and new nomenclature rules. *Amer. Mineralogist (Washington), 92, 918 – 925.*

BODNAR, R., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O–NaCl solutions. *Geochim. cosmochim. Acta (Oxford), 57, 683 – 684.*

BORISENKO, A. S., 1977: Study of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Geologija i Geofyzika, 18, 16 – 27.*

BORISENKO, A. S., 1982: Analiz solevogo sostava rastvorov gazovo-židkich vkľučenij v mineralach Metodom krijometrii. *In: Laverov, N. P. (ed.): Ispoľzovanie Metodov termobarogeochimiji pri poiskach i iučeniji rudnych mestorožděnij. Moskva, Nedra, 37 – 46.*

BROWN, P. E., 1989: FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Mineralogist (Washington), 74, 1 390 – 1 393.*

BROWN, P. E. & LAMB, W. M., 1989: P-V-T properties of fluids in the system $H_2O \pm CO_2 \pm$ NaCl: New graphical presentation and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. cosmochim. Acta (Oxford), 53, 1 209 – 1 221.*

CAMBEL, B., 1952: Rudné ložiská v okolí Častej. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), 3, 3 – 4, 109 – 120.*

CAMBEL, B., 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralizácia a geochémia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 3, 234.*

CAMBEL, B. & KRIŠTÍN, J., 1977: Contribution to the mineralogy of Malé Karpaty ores. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 1, 121 – 136.*

CAMBEL, B. & KUPČO, G., 1952: Geochemické genetické a geologické pomery malokarpatských rudných ložísk. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), 3, 3 – 4, 135 – 192.*

CAMBEL, B., BAGDASARJAN, G. P., VESELSKÝ, J. & GUKASJAN, R. Ch., 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 1 – 2, 27 – 48.*

ČERNYŠEV, B., CAMBEL, B. & KODĚRA, M., 1984: Lead isotopes in galenas of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 3, 307 – 328.*

DAVIS, D. W., LOWENSTEIN, T. K. & SPENCER, R. J., 1990: Melting behaviour of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl–H_2O, NaCl–KCl–H_2O and NaCl–$MgCl_2$––H_2O and NaCl–$CaCl_2$–H_2O. *Geochim. cosmochim. Acta (Oxford), 54, 591 – 601.*

CHOVAN, M., HURAI, V., PRŠEK, J. & OZDÍN, D., 2002: Metalogenéza mineralizácií v kryštaliniku tatrika Západných Karpát. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*

CHOVAN, M., HURAI, V., PUTIŠ, M., OZDÍN, D., PRŠEK, J., MORAVANSKÝ, D., LUPTÁKOVÁ, J., ZÁHRADNÍKOVÁ, J., KRÁĽ, J. & KONEČNÝ, P., 2006: Zdroje fluíd a genéza mineralizácií tatrika a severného veporika. Čiastk. záver. spr. *Manuskript. Bratislava, archív Kat. miner. a petr. PriF UK, 254 s.*

CHOVAN, M., ROJKOVIČ, I., ANDRÁŠ, P. & HANAS, P., 1992: Ore mineralization of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geol. Carpath. (Bratislava), 43, 5, 275 – 286.*

KANTOR, J., 1974: Sulphur isotopes of the stratiform pyrite deposit Turecký vrch and stibnite deposit Pezinok, in the Malé Karpaty Mts. crystalline. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 25, 311 – 334.*

KANTOR, J. & RYBÁR, M., 1964: Isotopes of ore-lead from several deposits of West Carpathian crystalline. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 15, 2, 285 – 297.*

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. (Bratislava), 36, 2, 17 – 27.*

KODĚRA, M. (ed.), 1990: Topografická mineralógia Slovenska 2. *Bratislava, Veda, 577 – 1 098.*

KORIKOVSKIJ, S. P., CAMBEL, B., MIKLOŠ, J. & JANÁK, M., 1984: Metamorfizm kristalinikuma Malych Karpat: Etapy, zonaľnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 437 – 462.*

KRETSCHMAR, V. & SCOTT, S. D., 1976: Phase relations in the system Fe-As-S and their implications. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 14, 363 – 368.*

KUSAKABE, M. & ROBINSON, B. W., 1977: Oxygen and sulphur isotope equilibria in the $BaSO_4$–HSO_4–H_2O system from 110 to 350 °C and applications. *Geochim. cosmochim. Acta (Oxford), 41, 1 033 – 1 040.*

LALINSKÁ, B. & CHOVAN, M., 2006: Hydrotermálna mineralizácia na lokalite Medzibrod a Sopotnická dolina. *Miner. Slov. (Bratislava), 38, 3, 261 – 272.*

LUPTÁKOVÁ, J., 1999: Pb, Zn, Cu, Sb hydrotermálna mineralizácia na lokalite Jasenie – Soviansko (Nízke Tatry). [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 74 s.*

LUPTÁKOVÁ, J. & PRŠEK, J., 2004: Sulfosoli z Pb-Zn mineralizácie na ložisku Jasenie-Soviansko (Nízke Tatry). *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 286 – 290.*

LUPTÁKOVÁ, J., 2007: Hydrotermálna Pb-Zn mineralizácia v tatrickej tektonickej jednotke Západných Karpát. Dizertačná práca. *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 201 s.*

MAHEĽ, M. & CAMBEL, B., 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

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). *Geol. Carpath. (Bratislava), 52, 5, 277 – 286.*

MIKUŠ, T., 2001: Mineralógia rudných výskytov v Malej Magure a Suchom. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 128 s.*

MIKUŠ, T., CHOVAN, M., PRŠEK, J. & ŠLEPECKÝ, T., 2003: Hydrothermal siderite – basemetals vein mineralization in the vicinity of Čavoj, Suchý Mts. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 9, 4, 207 – 216.*

MOËLO, Y., MAKOVICKÝ, E., MOZGOVA, N. N., JAMBOR, J. J., COOK, N., PRING, A., PAAR, W., NICKEL, E. H., GRAESER, S., KARUP-MØLLER, S., BALIC-ŽUNIC, T., MUMME, W. G., VURRO, F., TOPA, D., BINDI, L., BENTE, K. & SHIMIZU, M., 2008: Sulfosalt systematics: A review. Report of the sulfosalt sub-comittee of the IMA Comission on Ore Mineralogy. *Eur. J. Mineral., 20, 7 – 46.*

OHMOTO, H. & RYE, R. O., 1979: Isotope of sulfur and carbon. *In: Barnes, H. L. (ed.): Geochemistry of Hydrothermal deposits, John Wiley, 509 – 567.*

O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K., 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys., 51, 5 547 – 5 558.*

OZDÍN, D. & CHOVAN, M., 1999: New mineralogical and paragenetic knowledge about siderite veins in the vicinity of Vyšná Boca, Nízke Tatry Mts. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 5, 4, 255 – 271.*

Plašienka, D., 1999: Tektochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 125 s.*

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts.: An overview. *Geol. Carpath. (Bratislava), 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 excursion. Bratislava, GÚDŠ, 47 – 82.*

Polák, S. & Rak, D., 1979: Olovené zrudnenie v spodnom triase pri Pezinku a jeho význam pre metalogenetickú interpretáciu. *Miner. Slov. (Bratislava), 6, 537 – 542.*

Pršek, J., Ozdín, D. & Chovan, M., 2006: Chemical composition of tetrahedrite-tennantite solid solution as the indicator of type of the hydrothermal mineralization: Examples from the Western Carpathians. *Mineral. pol., Spec. Pap. (Kraków), 28, 184 – 186.*

Putiš, M., Hrdlička, M. & Uher, P., 2004: Litológia a granitoidný magmatizmus staršieho paleozoika Malých Karpát. *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 183 – 194.*

Sachan, H. K. & Chovan, M., 1991: Thermometry on arsenopyrite--pyrite mineralization in the Dúbrava antimony deposit (Western Carpathians). *Geol. Carpath. (Bratislava), 42, 5, 265 – 269.*

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 (Oxford), 54, 575 – 590.*

Sterner, S. M., Hall, D. L. & Bornar, R. J., 1988: Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl–KCl–H_2O under vapor-saturated conditions. *Geochim. cosmochim. Acta (Oxford), 52, 989 – 1 005.*

Sundblad, K., Zachrison, E., Smers, S. H., Berglund, S. & Aliner, C., 1984: Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfide ores in the Swedish Caledonides. *Econ. Geol. (New Haven), 1 660 – 1 668.*

Šlepecký, T., Sandanus, M. & Krištín, J., 1992: Pb-Zn-Ag mineralizácia v Čavoji-Gápeľ v kryštaliniku Suchého. Ag asociácie v Československu, Donovaly. DT Ústí nad Labem, ČSVTS, 149 – 157.

Rukopis doručený 17. 4. 2008
Revidovaná verzia doručená 12. 2. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Hydrothermal vein Pb-Zn sulphide mineralization in the Pernek-Pod Babou locality, the Malé Karpaty Mts. (SW Slovakia): Minerals and fluid evolution

The Pb-Zn ore deposit Pernek-Pod Babou is situated 2.5 km SE of Pernek in the Malé Karpaty Mts. Hydrothermal ore veins are hosted by metamorphic rocks – gneisses, less phyllites of Paleozoic age, belonging to Limbach Formation (Putiš et al., 2004) and form the envelope of the Bratislava granitoid Massif.

The deposit consists of two main veins – the Upper and the Lower one, which were exploited probably at the end of the 19th century (Cambel, 1959).

Mineralization has evolved during four mineralizing events (Fig. 14). First, quartz-arsenopyrite (Qtz-Asp) stage consists of black quartz, arsenopyrite and pyrite I. Arsenopyrite has increased Sb (up to 1.6 wt.%) and rarely also Bi (up to 0.5 wt.%) content (Tab. 1). Arsenopyrite grains show zonality under the BEI caused by variable contents of As and S (Fig. 2a, b). Content of As in pyrite varies between 0.1 and 0.9 wt.% (Tab. 1). Minerals of the first stage are cataclased and enclosed in minerals of the younger Pb-Zn stage. The most abundant ore mineral of this stage is sphalerite. It is also the oldest mineral of this stage, together with quartz and pyrite II. Sphalerite is brown coloured, with Fe and Cd contents of 3.4 wt.% and 0.2 wt.%, respectively (Tab. 4). Later minerals of Pb-Zn stage fill the space between grains of sphalerite and quartz (Fig. 2d – f). This association encompasses galena, boulangerite, bournonite, tetrahedrite, stephanite, chalcopyrite, marcasite and also pyrite III, sphalerite and quartz. The most abundant features observed under reflected polarized light are intergrowths of galena with tetrahedrite, bournonite, and sphalerite (Fig. 2e) or with boulangerite (Fig. 2c) and bournonite. Other minerals are scarce. Tetrahedrite is enriched by Ag. Its composition gradually proceeds from tetrahedrite (9.6 wt.%) to freibergite (30.7 wt.%; Tab. 3, Fig. 4). It is also enriched in Fe (up to 5.7 wt.%). Another Ag mineral is stephanite (Figs. 2h and 5, Tab. 2), which is present only in small amount. However, Ag contents in galena associating with Ag-bearing minerals do not exceed 0.04 wt.%. Contents of microelements in boulangerite and bournonite are negligible, except for Bi content, which reaches 0.3 wt.% (Tab. 2, Fig. 3).

Mineral composition of the latest stage of two main veins is different. In the case of the Lower vein it is the carbonate stage, and in the case of the Upper vein it is the barite stage. There is no evidence about relative age of these two stages. No relationship was observed during the field work. Carbonate stage consists of the little amount of quartz, older of the fine grained dolomite occurring along the vein boundaries and younger coarse grained calcite filling the vein centre (Fig. 8, Tab. 6). Barite stage consists of white fine-grained barite that encloses fragments of the older mineral associations. In BEI, barite aggregates reveal sectorial zoning (Fig. 6) due to variable content of SrO (0.1 to 1.6 wt.%). Content of other elements is negligible (Tab. 5).

Microthermometric measurements were performed on fluid inclusions in quartz of Pb-Zn stage and calcite from the carbonate stage. Only one inclusion was successfully measured in barite. All the inclusions were aqueous

two-phased with bubble volume lower than 10 % of the total volume. Eutectic temperatures in quartz in Pb-Zn phase are equal to or below the eutectic point of NaCl–H_2O which indicates the presence of other cations (K^+, Fe^+). The Ice melting temperatures between –11.0 and –1.2 °C (Tab. 7) correspond to salinities from 1.98 to 14.18 wt.% NaCl eq. with maximum values between 2 – 6 wt.% NaCl eq. CO_2--clathrate occurred in few inclusions indicating the presence of small CO_2 ± CH_4(?) content. Inclusions homogenize to liquid in the temperature range of 150 – 260 °C (Fig. 10a). Fluid density ranges from 0.83 to 1.01 g/cm^3. Inclusions in calcite have similar characteristics. The Ice melts between –7.2 and –1.3 °C what corresponds to salinity range of 2.1 and 10.8 wt. % NaCl eq. (Fig. 11). Homogenization to liquid occurs at 120 – 205 °C (Fig. 10b, Tab. 7). Density of fluids is in the range of 0.918 to 0.998 g/cm^3. Inclusion in barite contains aqueous fluid with Na^+ and K^+, with salinity of 5.4 wt.% NaCl eq. It homogenizes to liquid at 142.7 °C. Calculated fluid density reaches 0.963 g/cm^3.

Presented study provides new compositional data about the Pernek-Pod Babou locality Pb-Zn deposit. Moreover, previously unreported mineral species – boulangerite, tetrahedrite, freibergite, stephanite and dolomite – are described. The microthermometric measurements of fluid inclusions confirm that the Pb-Zn and carbonate stages were deposited from the low salinity fluids (1.98 to 14.18 wt.% NaCl eq.) at minimum temperature range of 150 to 250 °C.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 493 – 502
ISSN 0369-2086

Chemické zloženie Bi-Te-S minerálov z ložiska Dúbrava v Nízkych Tatrách

DANIEL OZDÍN, MARTIN CHOVAN a TIMEA BÁLINTOVÁ

Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; ozdin@fns.uniba.sk

Chemical composition of Bi-Te-S minerals from the Dúbrava deposit in the Nízke Tatry Mts.

After the revision of the old research specimens as well as new samples from the Dúbrava deposit Bi-Te mineral association is described in the paper. This association is represented by the milky quartz containing macroscopic crystals of the bismuthinite with inclusions of bismuth, joséite-A and tetradymite. Chemical composition of the bismuth is close to pure bismuth. Chemical zoning of bismuthinite contains from 0.04 to 0.09 *apfu* Sb and to 0.01 *apfu* Cu content. Joséite-A contains besides Bi the trace Sb up to 0.09 wt.%. The anion part includes variable content of S (6.24 – 6.51 wt.%, 1.99 – 2.13 *apfu*), Te (10.68 – 11.07 wt.%, 0.86 – 0.89 *apfu*) and Se (0.06 – 0.33 wt.%, 0.01 – 0.04 *apfu*). Tetradymite contains up to 0.80 wt.% of Sb and variable amount of Te and S. Sulphur vary from 35 to 45 % in anion part. In the mineral assemblages with tetradymite the Bi_2S_2Te phase occurs, being previously described as "csiklovaite" from Romanian part of Carpathians. Average crystallochemical formula of this phase is $(Bi_{1.79}Sb_{0.08}Cu_{0.01}Pb_{0.01})_{1.89}(S_{1.97}Te_{1.14})_{3.11}$. The phase $Bi_3(S,Te)_4$ occurs in the mineral assemblage with joséite-A, native bismuth and pyrite in bismuthinite. Te-content in the phase $Bi_3(S,Te)_4$ is 2.95 wt.%, the empirical crystallochemical formula is $(Bi_{2.95}Sb_{0.06}Cu_{0.01})_{3.02}(S_{3.75}Te_{0.23})_{3.98}$.

Key words: joséite-A, native bismuth, bismuthinite, tetradymite, unnamed phases Bi_2S_2Te and Bi_3S_4, stibnite deposit, Dúbrava, Nízke Tatry Mts., Slovak Republic

Úvod

Minerály bizmutu a telúru sa na Slovensku vyskytujú pomerne často. Na Slovensku je doteraz známych takmer 20 výskytov týchto minerálov. Sú súčasťou Bi-Te hydrotermálnych mineralizácií prevažne v alterovaných neogénnych andezitoch alebo na kremenných žilkách v kryštaliniku tatrickej a veporickej jednotky Západných Karpát. V neogénnych vulkanických horninách sú výskyty vo Vtáčniku (Župkov; Sejkora et al., 2004), Javorí (Klokoč, Kráľová; Štohl et al., 1985; Stankovič a Kozumplíková, 1987), Kremnických vrchoch (Kremnica; Maťo et al., 1987, 1990 atď.), Slanských vrchoch (Zlatá Baňa; Ďuďa a Krištín, 1978; Ďuďa et al., 1981; Ďuďa, 1986) a vo Vihorlate (Poruba pod Vihorlatom; Řídkošil et al., 2001; Skála et al., 2007). Viacero výskytov bolo opísaných zo Štiavnických vrchov, najmä zo širšieho okolia Banskej Štiavnice. Prehľad týchto výskytov spolu s citáciami sú v práci Ferenca (2004). Jediná doteraz publikovaná lokalita Bi-Se-Te minerálov v gemeriku je Úhorná. Odtiaľ boli opísané tetradymit, hedleyit, laitakarit, ikunolit a ingodit(?) (Peterec, 1991, 1996; Pršek a Peterec, 2008). Novšie sa elektrónovou mikroanalýzou zistili tetradymit a joséit-B v bizmutinite na lokalite Gemerská Poloma-Dlhá dolina (Ozdín, nepubl.). V granitoidných a metamorfovaných kryštalinických horninách tatrickej a veporickej jednotky sa teluridy bizmutu viažu na kremenné žilky so sulfidmi, najmä s pyritom. V južnej, resp. juhozápadnej časti Slovenského rudohoria sa teluridy bizmutu vyskytujú na lokalitách Hnúšťa-Mútnik (Ferenc, 2004), Kokava nad Rimavicou (Ferenc a Bakos, 2006), Katarínska Huta (Ferenc, 2004), Krokava (Bakos et al., 2006) a Chyžné (Bálintová a Ozdín, 2006). V tatrickej jednotke sú doteraz známe len výskyty Bi-Te minerálov v Nízkych Tatrách. Na južných svahoch Nízkych Tatier opísali Beňka a Suchý (1983) a Bláha a Vitásek (1991) z Jasenia-Kyslej tetradymit, joséit-B, telurobizmutit, tsumoit, pilsenit a telúrantimón. Z antimonitového ložiska Dúbrava na severných svahoch Nízkych Tatier je známy tetradymit na kremenných žilách spolu s bizmutinitom, scheelitom a pyritom (Chovan a Michálek, 1988). Náš súčasný systematický výskum vzoriek makroskopického bizmutinitu v kremeni z Dúbravy poukázal na širšiu paragenézu minerálov, ako aj telúrových fáz na tejto lokalite. Výsledky nášho výskumu sú náplňou tohto príspevku.

Geologickoložisková charakteristika

Najväčšie ložisko antimónu na Slovensku – Dúbrava – leží na severných svahoch Nízkych Tatier 9 km na JZ od mesta Liptovský Mikuláš. Okolie ložiska je budované variským ďumbierskym kryštalinikom, na ktoré severne od ložiska je tektonicky nasunuté obalové mezozoikum s prevládajúcimi dolomitmi. Najbežnejšia hornina kryšta-

Obr. 1. Miesto výskytu makroskopického bizmutinitu s teluridmi na ložisku Dúbrava.

Fig. 1. Location of occurrence of macroscopic bismuthinite with tellurides in the Dúbrava deposit (migmatit/migmatite, kremenná žila s pyritom a bizmutinitom/quartz vein with pyrite and bismuthinite, alterovaný migmatit/altered migmatite, antimonitová žila Tereza/stibnite vein Tereza).

linika je granodiorit až tonalit s vekom okolo 368 mil. r. (Cambel et al., 1990). Prítomné sú aj slabo diferencované variské pegmatity a aplity (Dávidová, 1998). Amfibolické ruly a migmatity tvoria kryhy a xenolity v granitoidoch. Vek protolitu týchto hornín je pravdepodobne staropaleozoický až predkambrický (Chovan et al., 2006).

Hydrotermálne sulfidické žily ležia prevažne na variských mylonitových zónach (~ 330 mil. r., muskovit ^{40}Ar – ^{39}Ar, Dallmeyer et al., 1996). V priestore ložiska prebieha regionálny križiansky zlom smeru SSZ – JJV, na báze ktorého sú vyvinuté paralelné, diagonálne a priečne strižné systémy. Tieto štruktúry prevažne krehkej deformácie sa vyznačujú opakovanou reaktiváciou pred mineralizačným procesom, v jeho priebehu aj po ňom. Dominantná štruktúrna jednotka dúbravského rudného poľa je hlavný rudný ťah smeru SSZ – JJV, rozčlenený priečnym ľubeľským zlomom na dva bloky: centrálny a ľubeľský. Obidva bloky sa navzájom líšia priestorovou pozíciou, vývojom mineralizácie, litológiou, ako aj zastúpením minerálnych asociácií (Michálek a Chovan, 1998).

Na ložisku Dúbrava sa vyčlenili dve etapy mineralizácie (Chovan, 1990; Chovan et al., 1994). V prvej etape vznikali kremeňovo-pyritové žily smeru V – Z, na ktorých je prítomný aj scheelit a niekedy aj molybdenit a zlato. Zriedkavo sa na týchto žilách zistila prítomnosť Fe-dolomitu, tetraedritu, chalkostibitu, bizmutinitu a tetradymitu (Chovan a Michálek, 1988). V mladšej etape vznikli kremeňovo-sulfidické žily smeru približne S – J. Mineralizácia tu vznikala v štyroch štádiách. V prvom štádiu vznikal pyrit a arzenopyrit a tzv. neviditeľné zlato. Druhé štádium je najvýznamnejšie, lebo vznikala hlavná ruda – antimonit, ako aj pyrit, sfalerit, zinkenit a ďalšie Pb-Sb sulfosoli. V treťom štádiu vznikla väčšina Fe-dolomitu, hlavný rudný minerál je tetraedrit, častý je bournonit a chalkostibit. Lokálne je zvýšený obsah bizmutu. Prejavilo sa to kryštalizáciou bizmutinitu s prechodmi k antimonitu (*horobetsuit*), tintinaitu a Bi-chalkostibitu (Chovan et al., 1998). V štvrtom štádiu vznikal barit, karbonáty, hematit a magnetit. Hydrotermálne premenené okolité horniny sú obohatené o illit a dolomit (Orvošová et al., 1998).

Metodika

Bodové elektrónové mikroanalýzy minerálov sa vyhotovili na prístroji CAMECA SX 100 (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava) pri nasledujúcich podmienkach: urýchľovacie napätie 20 kV, vzorkový prúd 15 a 20 nA, priemer elektrónového lúča 1 – 5 μm. Pri meraní sa použili tieto štandardy a ich spektrálne čiary: $CuFeS_2$ (Cu Kα, Fe Kα, S Kα), PbS (Pb Lα a Mα), Ag (Ag Lα), Au (Au Lα), Bi (Bi Lα), Bi_2Se_3 (Bi Lα, Se Lβ), Sb (Sb Lβ), FeAsS (As Kβ) a NaCl (Cl Kα). Obsah Ag, As a Cl bol vo všetkých analýzach nulový, preto nikde nie je uvedený. Obrázky v spätne rozptýlených elektrónoch sa vyhotovili pri urýchľovacom napätí 20 kV a vzorkovom prúde 20 nA na prístroji CAMECA SX 100 (ŠGÚDŠ Bratislava).

Výsledky

Vzorky použité na výskum pochádzali zo štôlne Martin. Jeden nábrus sa urobil aj zo vzorky bizmutinitu s tetradymitom opísanej Chovanom a Michálkom v roku 1988 (Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, inv. č. 7277). Detailný opis miesta výskytu publikovali Chovan a Michálek (1988). Miesto výskytu bizmutinitu s teluridmi v kremeni je na obr. 1. Charakteristická vzorka kremeňa s bizmutinitom z analogického výskytu je na obr. 2.

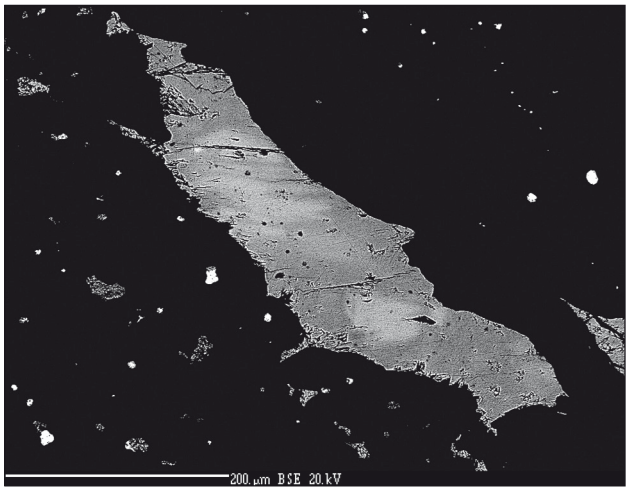
Opis minerálov

Bizmut Bi

Bizmut tvorí veľmi drobné, maximálne 0,14 mm veľké zrná rozptýlené v kremeni (obr. 3) a bizmutinite. Nikdy nevytvára spoločné agregáty spolu s tetradymitom. Spoločne sa vyskytuje s joséitom-A v kremeni alebo v podobe inklúzií v bizmutinite. Bizmut je geneticky mladší ako bizmutinit. Pre jeho chemické zloženie (tab. 1) je charakteristická minimálna, resp. takmer žiadna substitúcia iných prvkov za Bi. Zo stopových prvkov najvyššiu koncentráciu dosahuje Sb (0,14 hm. %, 0,002 *apfu*).

Obr. 2. Zhluk bizmutinitu obsahujúci mikroskopické teluridy v kremeni. Veľkosť vzorky 7 x 6,5 cm.

Fig. 2. Aggregate of bismuthinite with microscopic tellurides in milky quartz. Size of specimen 7 x 6.5 cm.



Obr. 3. Bizmut (biely) rozptýlený v kremeni (čierny; BEI) v asociácii so slabo zonálnym bizmutinitom (sivý).

Fig. 3. Native bismuth (white) in assemblage with fine zonal bismuthinite (grey) in quartz (black). BEI.

Bizmutinit Bi_2S_3

Bizmutinit je hlavný sulfidický minerál. Tvorí sivé kryštály s priečnym ryhovaním veľké až 1,2 cm (obr. 2). Vyskytuje sa aj v podobe žiliek dlhých niekoľko cm alebo zhlukov v bielom kremeni s pyritom, tetradymitom, joséitom-A, bizmutom a ďalšími Bi fázami. Je geneticky mladší ako muskovit(?), ktorého žilky, agregáty a jednotlivé kryštály obteká. Teluridy, bizmut, ako aj iné fázy bizmutu v ňom tvoria inklúzie alebo kryštalizujú na okrajoch bizmutinitových agregátov. Je chemicky zonálny (tab. 2). Jeho chemickú zonalitu

Tab. 1
Elektrónové mikroanalýzy bizmutu z Dúbravy (v hm. %)
Electron microanalyses of native bismuth from the Dúbrava deposit (in wt.%)

	Bi	Sb	Cu	Fe	S	Te	Se	Suma
1	97,92	0,11	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	98,05
2	98,82	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	98,86
3	98,17	0,11	0,01	0,05	0,00	0,07	0,02	98,43
4	98,67	0,14	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	98,87
5	98,37	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	98,47
6	99,21	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,34
7	98,96	0,04	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	99,02
8	101,39	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	101,49
9	99,22	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	99,33
10	100,75	0,09	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	100,90
11	98,70	0,13	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	98,90
12	98,79	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,91

Poznámka: obsah Pb = 0 hm. %/Note: Pb = 0 wt.%

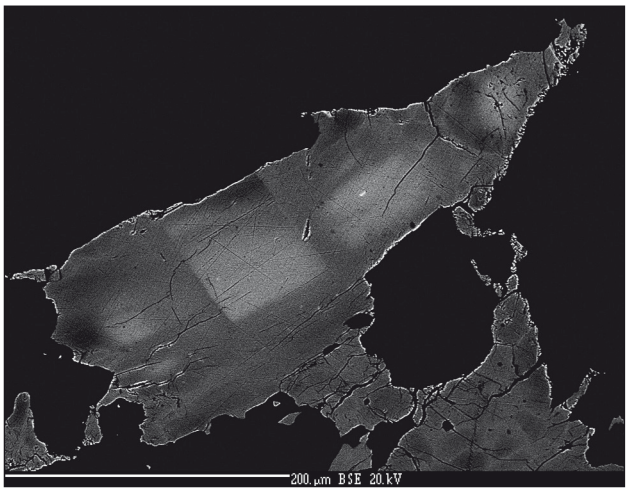
Tab. 2
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy bizmutinitu z Dúbravy (v hm. %)
Representative electron microanalyses of bismuthinite from the Dúbrava deposit (in wt.%)

	Bi	Sb	Cu	Fe	S	Te	Se	Suma
1	77,61	2,01	0,07	0,05	18,25	0,02	0,00	98,01
2	77,87	1,76	0,11	0,00	18,43	0,00	0,00	98,18
3	78,06	1,94	0,12	0,00	18,38	0,00	0,00	98,51
4	78,09	1,61	0,09	0,02	18,51	0,00	0,05	98,37
5	78,09	1,84	0,09	0,02	18,67	0,03	0,00	98,73
6	78,09	1,79	0,04	0,00	18,42	0,04	0,07	98,45
7	78,11	1,36	0,08	0,00	18,47	0,03	0,00	98,05
8	78,17	1,74	0,11	0,00	18,51	0,01	0,07	98,62
9	78,33	1,77	0,08	0,00	18,48	0,00	0,00	98,65
10	78,39	1,88	0,10	0,01	18,55	0,00	0,04	98,97
11	78,63	1,52	0,08	0,00	18,50	0,02	0,00	98,76
12	78,66	1,72	0,08	0,03	18,92	0,00	0,00	99,40
13	78,72	1,84	0,09	0,00	18,43	0,00	0,04	99,13
14	78,80	1,67	0,09	0,02	18,40	0,02	0,00	99,01
15	78,81	1,47	0,11	0,00	18,60	0,02	0,04	99,06
16	78,98	1,64	0,10	0,01	18,56	0,01	0,00	99,30
17	79,18	1,65	0,08	0,00	18,41	0,02	0,00	99,34
18	79,62	0,93	0,10	0,02	18,33	0,00	0,08	99,08
19	77,89	1,48	0,14	0,00	18,55	0,00	0,00	98,06

kryštalochemické vzorce prepočítané na 5 atómov

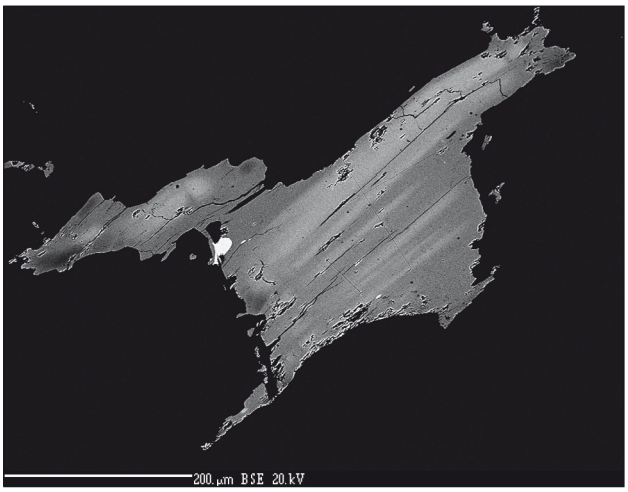
	Bi	Sb	Cu	$\Sigma_{kat.}$	S	Se	$\Sigma_{an.}$
1	1,94	0,09	0,01	2,04	2,97	0,00	2,97
2	1,93	0,08	0,01	2,02	2,98	0,00	2,98
3	1,94	0,08	0,01	2,03	2,97	0,00	2,97
4	1,93	0,07	0,01	2,01	2,99	0,00	2,99
5	1,92	0,08	0,01	2,01	2,99	0,00	2,99
6	1,94	0,08	0,00	2,02	2,98	0,00	2,98
7	1,94	0,06	0,01	2,01	2,99	0,00	2,99
8	1,93	0,07	0,01	2,02	2,98	0,00	2,98
9	1,94	0,08	0,01	2,02	2,98	0,00	2,98
10	1,93	0,08	0,01	2,02	2,98	0,00	2,98
11	1,95	0,06	0,01	2,02	2,98	0,00	2,98
12	1,92	0,07	0,01	2,00	3,00	0,00	3,00
13	1,94	0,08	0,01	2,03	2,97	0,00	2,97
14	1,95	0,07	0,01	2,03	2,97	0,00	2,97
15	1,94	0,06	0,01	2,01	2,98	0,00	2,98
16	1,94	0,07	0,01	2,02	2,98	0,00	2,98
17	1,96	0,07	0,01	2,03	2,97	0,00	2,97
18	1,98	0,04	0,01	2,03	2,97	0,01	2,98
19	1,93	0,06	0,01	2,00	3,00	0,00	3,00

Poznámka: obsah Pb = 0 hm. %/Note: Pb = 0 wt.%



Obr. 4. Bizmutinit s charakteristickou a difúznou sektorovou zonálnosťou v tvare štvorca v kremeni (čierny; BEI).

Fig. 4. Bismuthinite with typical and diffuse sector zonality in the square form in quartz (black). BEI.



Obr. 5. Difúzne zonálny bizmutinit (sivý) s tetradymitom (biely; BEI).

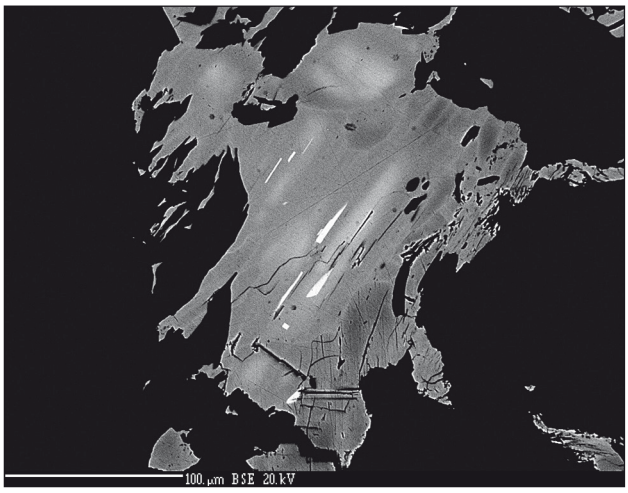
Fig. 5. Diffuse zonal bismuthinite (grey) with tetradymite (white). BEI.

Tab. 3
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy tetradymitu z Dúbravy (v hm. %)
Representative electron microanalyses of tetradymite from the Dúbrava deposit (in wt.%)

Vzorka	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Bi	59,75	60,30	59,85	59,50	59,18	58,21	57,68	57,43	56,62	59,06	59,10	56,95	58,84	58,72	58,83	58,47	57,42	59,30
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,12	0,35	0,25	0,78	0,61	0,62	0,80	0,06	0,17	0,30	0,10	0,33
Cu	0,04	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,02	0,09	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Au	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,13	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	0,07
Te	35,85	34,36	35,98	34,72	35,89	36,00	36,01	35,65	36,89	33,56	32,53	35,36	33,79	35,39	35,09	34,27	36,82	35,39
S	4,89	4,78	4,91	4,67	4,95	4,86	4,90	4,90	4,72	6,39	6,65	5,38	6,51	4,80	4,85	5,37	4,84	4,96
Se	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,15	0,01	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,03	0,04	0,00	0,12
Suma	100,53	99,44	100,75	98,98	100,14	99,07	98,70	98,48	98,50	99,92	99,04	98,37	100,08	99,06	98,98	98,50	99,19	100,17
kryštalochemické vzorce prepočítané na 5 atómov																		
Bi	1,99	2,04	1,98	2,02	1,97	1,96	1,94	1,93	1,91	1,88	1,88	1,88	1,86	1,98	1,98	1,94	1,92	1,97
Sb							0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04		0,01	0,02	0,01	0,02
Cu				0,01						0,01			0,01					
Au											0,01							
Σkat.	1,99	2,04	1,98	2,03	1,97	1,96	1,95	1,95	1,92	1,93	1,92	1,91	1,91	1,98	1,99	1,96	1,93	1,99
Te	1,95	1,90	1,95	1,93	1,95	1,98	1,98	1,96	2,04	1,75	1,70	1,92	1,75	1,96	1,94	1,87	2,02	1,93
S	1,06	1,05	1,06	1,04	1,07	1,06	1,07	1,07	1,04	1,32	1,38	1,16	1,34	1,06	1,07	1,16	1,06	1,07
Se								0,01										0,01
Σan.	3,01	2,95	3,01	2,97	3,02	3,04	3,05	3,04	3,08	3,07	3,08	3,08	3,09	3,02	3,01	3,03	3,08	3,01

Poznámka: Obsah Pb = 0 hm. %/Note: Pb = 0 wt.%

spôsobuje mierne zvýšená koncentrácia Sb (do 0,09 *apfu*). Vyznačuje sa rôznymi typmi chemickej zonálnosti (obr. 3 – 6 a 8), pričom charakteristická je najmä difúzna (obr. 3 – 6 a 9) a sektorová zonálnosť (obr. 4). Pri sektorovej zonálnosti s charakteristickými štvorcovými tvarmi, situovanými prevažne v centrálnych častiach kryštálov bizmutinitu, sú tieto časti obohatené o Bi (obr. 4 a 9). Priemerný kryštalochemický vzorec bizmutinitu z Dúbravy je (priemer 23 analýz) takýto: $Bi_{1.94}Sb_{0.07}Cu_{0.01}S_{2.98}$. Interval: $Bi_{1.92–1.98}Sb_{0.04–0.09}Cu_{0–0.01}S_{2.97–3.00}Se_{0–0.01}$. Ako vyplýva z kryštalochemických vzorcov, obsah katiónov je mierne zvýšený na úkor síry.

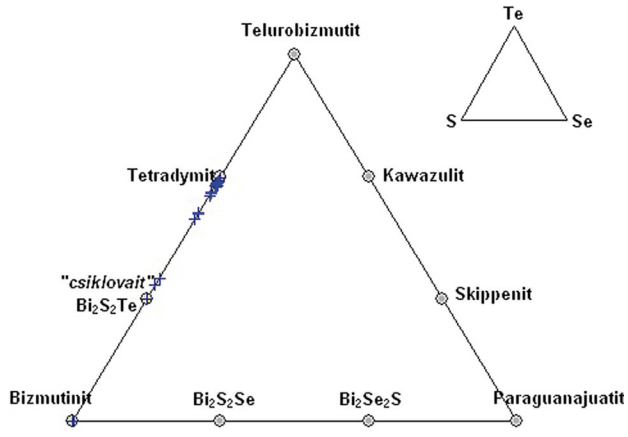


Obr. 6. Tetradymit (biely), pravdepodobne koexistujúci s bizmutinitom (sivý; BEI).

Fig. 6. Tetradymite (white), probably coexisting with bismuthinite (grey). BEI.

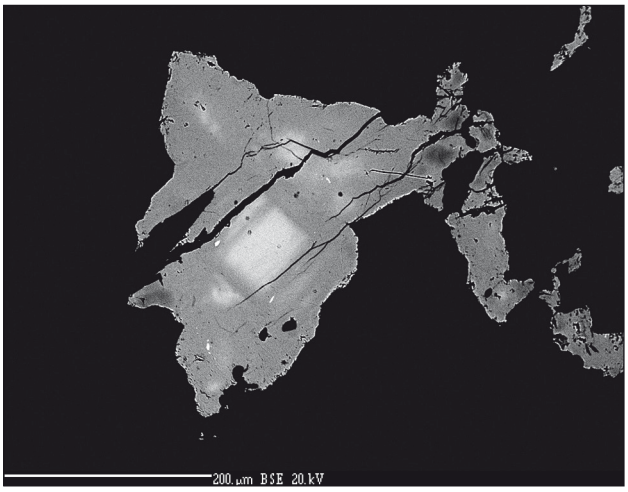
Obr. 7. Tetradymit (svetlosivý) kryštalizujúci na okrajoch bizmutinitu (tmavosivý) v asociácii s bizmutom (biely) v kremeni (čierny; BEI).

Fig. 7. Tetradymite (grey) growing on rims of bismuthinite (grey) in assemblage with native bismuth (white) in quartz (black). BEI.



Obr. 8. Trojuholníkový diagram bizmutových fáz so S, Se a Te z Dúbravy (v *apfu*).

Fig. 8. Triangular diagram of Bi-phases with S, Se and Te from the Dúbrava deposit (in *apfu*).

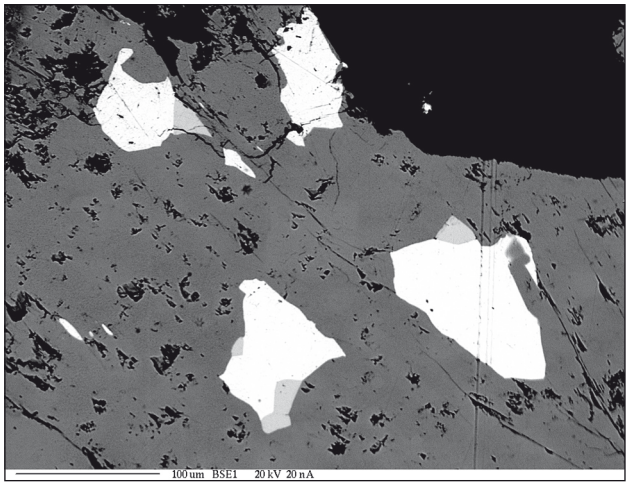


Obr. 9. Inklúzie fázy Bi_2S_2Te (biele) v zonálnom bizmutinite (sivý; BEI).

Fig. 9. Inclusions of Bi_2S_2Te phase (white) in zonal bismuthinite (grey). BEI.

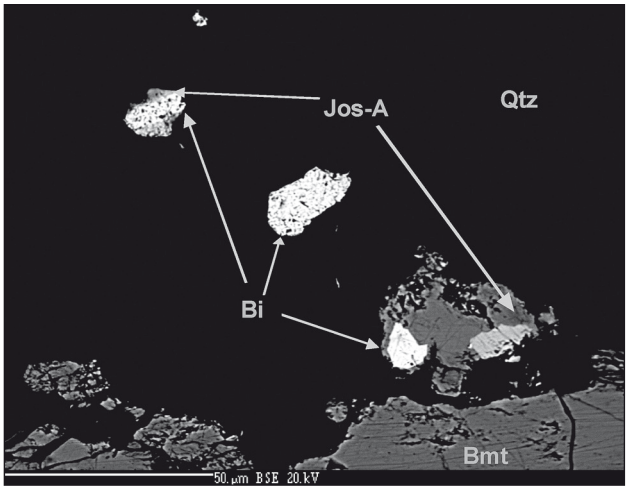
Tetradymit Bi_2Te_2S

Tetradymit je po bizmute najhojnejšia akcesória v Bi-Te paragenéze. V bizmutinite je pomerne častý, ale vytvára len veľmi drobné, maximálne 30 µm veľké kryštály (lístočky) buď v centrálnych častiach bizmutinitu (obr. 6), alebo kryštalizuje po vykryštalizovaní bizmutinitu v jeho periférnych častiach na hranici s kremeňom (obr. 7). Tetradymit izolovane kryštalizujúci v kremeni alebo v inom mineráli sme nepozorovali. Tetradymit v pozorovaných prípadoch nikdy nezrastá spolu s bizmutom ani joséitom-A, hoci sa vyskytujú v jednej paragenéze. Vo vzorke s tetradymitom (DUB-8A) bola v bizmutinite aj fáza Bi_2S_2Te. V chemickom zložení tetradymitu nastáva v katiónovej časti malá substitúcia Bi → Sb. Obsah Sb varíruje od 0 do 0,80 hm. % (do 0,04 *apfu*). Väčšia nestálosť chemického zloženia (alebo vplyv neusporiadanosti štruktúry?) je medzi katiónmi a aniónmi a medzi aniónmi navzájom (tab. 3). Pre tetradymit z Dúbravy je charakteristická dominancia S nad Te oproti ideálnemu kryštalochemickému vzorcu (2Te + 1S = 3). Obsah síry v aniónovej časti varíruje od 35,01 do 44,80 % (oproti ideálnemu obsahu 33,33 %; obr. 8). Pomer katiónov k aniónom sa pohybuje v rozmedzí 0,62 – 0,69 (ideálne 0,667) a poukazuje na dominanciu aniónov na úkor katiónov. Môže to byť spôsobené štruktúrnou neusporiadanosťou, ktorá je pre minerály skupiny tetradymitu charakteristická. Na obrázku 5 je tetradymit, ktorého chemické zloženie je v tab. 3 (an. 14 a 15).



Obr. 10. Drobné zrná bizmutu (biely) s joséitom-A (svetlosivý) v bizmutinite (tmavosivý). Kremeň je čierny (BEI).

Fig. 10. Small grains of bismuth (white) with joséite-A (grey) in bismuthinite (dark grey). All minerals are present in the milky quartz (black). BEI.



Obr. 11. Joséit-A (Jos-A; sivý) narastajúci na bizmut (Bi; biely; vľavo hore) a bizmutinit (Bmt; tmavosivý; vpravo dole) v kremeni (Qtz; čierny; BEI).

Fig. 11. Joséite-A (Jos-A; grey) growing on bismuth (Bi; white, above links) and bismuthinite (Bmt; dark grey; bottom right) in quartz (Qtz; black). BEI.

Tab. 4
Elektrónové mikroanalýzy fáz Bi_2S_2Te a Bi_3S_4 (v hm. %)
Electron microanalyses of phases Bi_2S_2Te and Bi_3S_4 from the Dúbrava deposit (in wt.%)

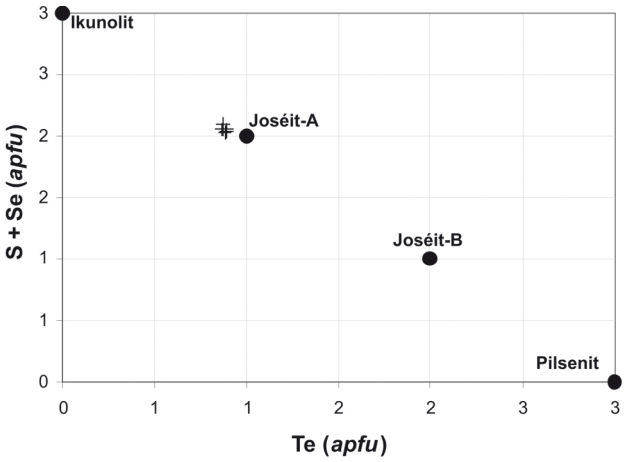
Vzorka	1	2	3	4
Bi	63,75	61,63	62,49	78,22
Sb	1,30	1,30	2,51	0,90
Cu	0,13	0,08	0,08	0,07
Pb	0,25	0,31	0,22	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,02
S	11,23	9,98	10,49	15,27
Te	22,36	25,43	24,81	3,76
Se	0,00	0,02	0,00	0,00
Suma	99,01	98,75	100,60	98,24
kryštalochemické vzorce				
	1	2	3	4
Bi	1,81	1,80	1,77	2,95
Sb	0,06	0,07	0,12	0,06
Cu	0,01	0,01	0,01	0,01
Pb	0,01	0,01	0,01	
Σkat.	1,89	1,89	1,91	3,02
S	2,07	1,90	1,94	3,75
Te	1,04	1,22	1,15	0,23
Σan.	3,11	3,11	3,09	3,98

Poznámky: Kryštalochemické vzorce analýz č. 1 – 3 boli prepočítané na sumu 5 atómov a analýzy č. 4 na sumu 7 atómov. Obsah Au = 0 hm. %.

Notes: Crystallochemical formulas of analyses no. 1 – 3 were calculated on base 5 of atoms and analyses no. 4 on base of 7 atoms. Au = 0 wt.%.

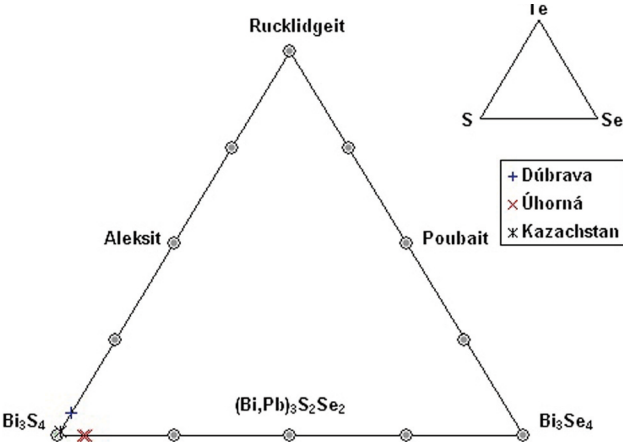
Tab. 5
Elektrónové mikroanalýzy joséitu-A z Dúbravy (v hm. %)
Electron microanalyses of joséite-A from the Dúbrava deposit (in wt.%)

Vzorka	1	2	3	4	5	6
Bi	82,60	81,00	82,82	83,21	82,71	82,13
Sb	0,06	0,19	0,00	0,05	0,06	0,12
Cu	0,01	0,00	0,06	0,04	0,00	0,02
Fe	0,01	0,01	0,04	0,00	0,03	0,02
S	6,27	6,49	6,43	6,24	6,28	6,30
Te	10,68	10,75	10,88	11,00	11,03	11,07
Se	0,23	0,06	0,06	0,33	0,21	0,19
Suma	99,86	98,49	100,29	100,86	100,31	99,85
kryštalochemické vzorce prepočítané na 7 atómov						
	1	2	3	4	5	6
Bi	4,08	4,01	4,05	4,07	4,06	4,04
Sb	0,01	0,02				0,01
Cu			0,01	0,01		
Fe			0,01		0,01	
Σkat.	4,09	4,03	4,07	4,08	4,07	4,06
S	2,02	2,09	2,05	1,99	2,01	2,02
Te	0,86	0,87	0,87	0,88	0,89	0,89
Se	0,03	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03
Σan.	2,91	2,97	2,93	2,92	2,93	2,94



Obr. 12. Pozícia analýz joséitu-A z Dúbravy v rade pilsenit – ikunolit pre teluridy bizmutu s pomerom kat./an. 4 : 3 (v *apfu*).

Fig. 12. Analyses of joséite-A from Dúbrava in line pilsenite-ikunolite for tellurides of bismuth with ratio cation/anion 4 : 3 (in *apfu*).

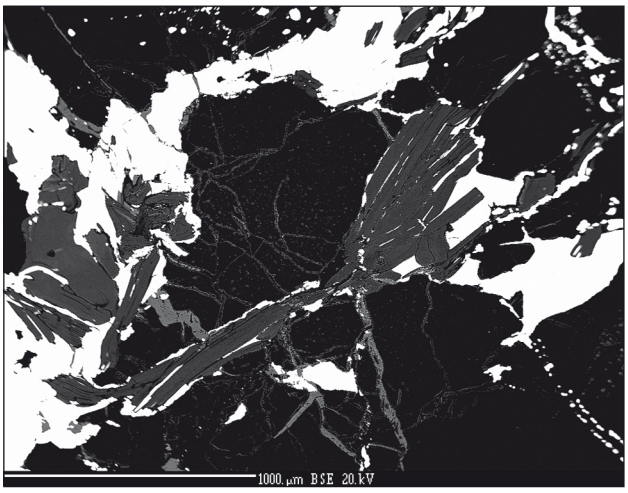


Obr. 13. Trojuholníkový diagram teluridov bizmutu s pomerom kat./an. 3 : 4 s fázou z Dúbravy (v *apfu*). Dúbrava (táto práca), Úhorná (Pršek a Peterec, 2008), Kazachstan (Pavlova a Kotelinikov, 1988).

Fig. 13. Triangular diagram of tellurides of Bi with ratio cation/anion 3 : 4 with the phase $Bi_3(S,Te)_4$ from Dúbrava deposit (in *apfu*). Comparison of Bi tellurides from Dúbrava (this study), Úhorná (Pršek and Peterec, 2008) and Kazachstan (Pavlova and Kotelinikov, 1988).

Fáza Bi_2S_2Te

Fáza Bi_2S_2Te s doteraz neschváleným oficiálnym názvom (podľa CNMNC IMA) sa vyskytla len v podobe 2 (analyticky overených) inklúzií veľkých maximálne 8 μm v chemicky zonálnom bizmutinite (obr. 9). Táto fáza neprerastala ani s bizmutom, ani s inými teluridmi či sulfidmi. Chemické zloženie fázy Bi_2S_2Te (obr. 8), ako aj kryštalochemické vzorce sú v tab. 4 (an. 1 – 3). Fáza Bi_2S_2Te obsahuje až 2,51 hm. % (0,12 *apfu*) Sb (pozn.: max. nameraný obsah Sb v nami skúmaných bizmutinitoch bol 2,01 hm. %).



Obr. 14. Žilky bizmutinitu (biely) obtekajúce hydrotermálny muskovit(?) (tmavosivý) v kremeni (čierny). Geneticky najmladší je kalcit (svetlosivý) tvoriaci žilky v kremeni a obtekajúci bizmutinit (BEI).

Fig. 14. Bismuthinite veinlets (white) overgrowing the hydrothermal muscovite(?) (dark grey) in quartz (black). Light grey calcite forms veinlets in quartz and overgrows bismuthinite (BEI).

Joséit-A Bi_4S_2Te

Joséit-A sa vyskytuje len zriedkavo a tvorí kryštály s nepravidelným obmedzením, veľké maximálne 45 μm. Vystupuje často spolu s bizmutom v bizmutinite (obr. 10) alebo v makroskopicky bielom kremeni (obr. 11), niekedy v asociácii s pyritom. Spolu s tetradymitom sme ho nepozorovali. Je homogénny a má stabilné chemické zloženie (tab. 5). Mierne varíruje len obsah Se (0,06 až 0,33 hm. %; 0,01 – 0,04 *apfu*). Chemické zloženie joséitu-A je na obr. 12.

Fáza Bi_3S_4

Fáza Bi_3S_4, resp. $Bi_3(S,Te)_4$ bola identifikovaná len v 1 malej inklúzii v bizmutinite (vzorka DUB-X1). Vyskytuje sa v asociácii s bizmutom, joséitom-A a bizmutinitom. Kryštalochemický vzorec fázy Bi_3S_4 (tab. 4, an. 4) poukazuje na približne 6-percentné zastupovanie Te za S v aniónovej časti. Chemické zloženie fázy Bi_3S_4 je na obr. 13.

Študovaná mineralizácia je podľa našich súčasných výskumov pomerne málo pestrá. Kremenná žila s obsahom pyritu, scheelitu, muskovitu a kalcitu obsahuje geneticky mladšie Bi-Te sulfidické štádium (obr. 14). Toto štádium má staršiu minerálnu asociáciu reprezentovanú tetradymitom, fázou Bi_2S_2Te a najhojnejším minerálom bizmutinitom. Mladšia, paragenetická asociácia sa vyznačuje prítomnosťou joséitu-A, fázou $Bi_3(S,Te)_4$ a najčastejším bizmutom.

Diskusia

Bizmutinit na kremennej žile so scheelitom a pyritom z Dúbravy opísali Čillík et al. už v roku 1978. Neskôr z tejto minerálnej asociácie opísali Chovan a Michálek (1988)

tetradymit. V našej práci sme túto minerálnu asociáciu okrem uvedeného bizmutinitu, scheelitu a tetradymitu rozšírili o bizmut, joséit-A a fázy Bi_3S_4 a Bi_2S_2Te. Podobnú minerálnu asociáciu z kremenných žiliek v migmatitoch z neďalekého scheelitového ložiska Jasenie-Kyslá opisujú Beňka a Suchý (1983) a Bláha a Vitásek (1991). Z minerálov skupiny tetradymitu sa tu vyskytujú tetradymit, joséit-B, telurobizmutit, tsumoit, pilsenit a telúrantimón. Takmer rovnaká základná minerálna asociácia pozostávajúca z bieleho kremeňa, bizmutinitu, bizmutu, Bi-Te minerálov ± scheelitu je charakteristická aj pre ostatné výskyty vo veporiku a gemeriku [Úhorná (Pršek a Peterec, 2008), Gemerská Poloma (Ozdín, nepubl.), Hnúšťa (Ferenc, 2004), Kokava nad Rimavicou (Ferenc a Bakos, 2006), Katarínska Huta (Ferenc, 2004), Krokava (Bakos et al., 2006), Chyžné (Bálintová a Ozdín, 2006)]. Takmer na všetkých lokalitách sa vyskytuje tetradymit, ktorý je medzi teluridmi najhojnejším minerálom Bi-Te minerálnej asociácie v kryštaliniku. Bi-Te paragenézy vystupujú buď samostatne v kryštalinických horninách (Gemerská Poloma), alebo na Fe-Mg karbonátových (Úhorná, Hnúšťa-Mútnik, Katarínska Huta), antimonitových (Dúbrava, Chyžné), volfrámových (Jasenie--Kyslá) alebo zlatých (Kokava nad Rimavicou, Krokava) ložiskách a výskytoch. Takmer na všetkých lokalitách sa tento typ zrudnenia spája s alpínskymi metalogenetickými procesmi.

Chemické zloženie väčšiny minerálov Bi (bizmut, bizmutinit, tetradymit, joséit-A) sa nevyznačuje žiadnou významnejšou odchýlkou od doteraz publikovaných údajov (napr. Sejkora et al., 2004; Ferenc, 2004; Bláha a Vitásek, 1991 atď.). Všetky Bi fázy, ktoré sme študovali, majú veľmi nízky obsah Sb, podobne ako výskyty tejto asociácie obsahujúcej bizmut na kremeňovo-pyritových žilách so scheelitom. Tie vznikajú pri vyššej teplote (Chovan et al., 1995) a považujú sa za staršie ako sulfidická mineralizácia s antimonitom a inými Sb minerálmi. Bizmutinit s prechodmi k antimonitu (horobetsuit) a tintinait, rovnako ako Bi minerály s obsahom Sb, sú charakteristické pre mladšie, tetraedritové štádium sulfidickej etapy mineralizácie (Chovan, 1990; Chovan et al., 1994, 1998).

Fáza Bi_2S_2Te je minerál, ktorý Medzinárodná mineralogická asociácia doteraz neschválila. Prvýkrát túto fázu študoval Sztrókay (1946) z maďarskej lokality Nagybörzsöny. Neskôr Sztrókay a Nagy (1982) a Nagy (1983) revíziou pravdepodobne tej istej vzorky zistili, že vzorka pozostáva z dvoch fáz – joséitu-B a fázy Bi_3S_2Te. Koch (1948) opísal z rumunskej lokality Ciclova Montană nový minerál a nazval ho *csiklovait*. Jeho chemické zloženie sa veľmi dobre zhodovalo s fázou Bi_2S_2Te (obsahoval 1,37 hm. % Se). Plimer (1974) opísal z Austrálie „plumbian csiklovaite", ktorého chemické zloženie varírovalo okolo fázy Bi_2S_2Te a zároveň v ňom dochádzalo k významnejšej katiónovej substitúcii Bi za Pb. Podobné fázy opísali z Ruska (Lipoveckij et al., 1978) a s obsahom Pb 6,7 hm. % z poľskej lokality Ryczów (Harańczyk, 1978). Bayliss (1991) podrobne študoval a analyzoval originálnu vzorku *csiklovaitu*, ktorú opísal Koch (1948), a výsledkom bola identifikácia zmesi jemných lamiel a myrmekitických prerastaní galenobizmutitu a bizmutinitu v tetradymite. Na základe týchto výsledkov, ako aj štúdia Baylissa (1991), ktorý zistil, že pri syntetických prácach (Glatz, 1967; Kuznecov a Kaniščeva, 1970; Jevdokimenko a Cypin, 1971) sa nikomu nepodarilo syntetizovať fázu Bi_2S_2Te, Medzinárodná mineralogická asociácia *csiklovait* diskreditovala. Neskôr Shimizu et al. (1999) uvádzajú opätovné nájdenie *csiklovaitu* so zložením $(Bi,Pb)_2S_2Te$ z rumunského Săcărâmbu, no neuvádzajú žiadne relevantné analýzy. Analýzy z Dúbravy (tab. 4, an. č. 1 – 3) poukazujú na celkom dobrú zhodu s fázou Bi_2S_2Te (obr. 8) a na jej opodstatnenosť ako samostatnej minerálnej fázy. Možnosť prerastania tejto fázy s galenobizmutitom, ako to bolo v prípade typovej vzorky z Ciclova Montană (Bayliss, 1991), je aj na mikroúrovni vylúčená, pretože na celej žile sa nenachádza ani jeden minerál s obsahom Pb a v bizmute, bizmutinite, joséite-A a tetradymite sme Pb nenamerali vôbec. Syntetizujúca práca Baylissa (1991) o teluridoch Bi poukazuje na takmer kontinuálny prechod medzi tetradymitom (Bi_2Te_2S) a kawazulitom (Bi_2Te_2Se), na rozdiel od skippenitu (Bi_2Se_2Te) s *csiklovaitom* (Bi_2S_2Te), kde existuje len veľmi malá substitúcia medzi S a Se. Potvrdzujú to aj analýzy fázy Bi_2S_2Te z Dúbravy.

Fáza Bi_3S_4, resp. $Bi_3(S,Te)_4$, sa v Dúbrave vyskytuje v asociácii s joséitom-A, bizmutinitom a bizmutom. Je pre ňu charakteristický zvýšený obsah Te (3,76 hm. %; 0,23 *apfu*) a nulový obsah Se. Podobnú fázu v asociácii s laitakaritom v tetraedrite opísali z Úhornej Pršek a Peterec (2008). Ich fáza vôbec neobsahuje telúr, ale má zvýšený obsah Se (do 2,99 hm. %; 0,24 *apfu*). Obidve uvedené analýzy fázy $(Bi,Sb)_3(S,Se)_4$ sú však zaťažené pravdepodobnou inkorporáciou prvkov z hostiteľského tetraedritu. Okrem zvýšených súm analýz (102,07, resp. 102,19 hm. %) na to poukazuje aj enormne zvýšený (pre teluridy Bi) obsah niektorých prvkov v tejto fáze, napr. Cu 2,55, As 1,43, Fe 0,24, Cd 0,09, Zn 0,14 hm. %. Všetko sú to prvky, ktoré by sa v jednoduchých teluridoch Bi nemali takmer vôbec vyskytovať (pozri práce Baylissa, 1991; Cooka et al., 2007 atď.) a naopak, sú obsiahnuté v tetraedrite. Cook et al. (2007) v zatiaľ poslednom veľkom prehľadovom elaboráte o teluridoch bizmutu sa okrajovo zmieňujú o fáze Bi_3S_4. Veľkú pozornosť tomu však nevenujú, pretože existuje len veľmi málo relevantných analýz. Odkazujú na prácu Pavlovej a Kotelinikova (1988), v ktorej je jediný údaj o tejto fáze. Títo autori opisujú fázu s kryštalochemickým vzorcom $Bi_{2.90}Ni_{0.08}S_{4.00}$, ktorá tvorí inklúzie v gersdorffite (obsah Ni 0,65 hm. %). Bayllis (1991) v sumárnom článku o (sulfo-, seleno-)teluridoch Bi fázu Bi_3S_4 neuvádza vôbec. Z toho, čo sme uviedli, vyplýva, že Dúbrava je 3. výskyt zatiaľ nepomenovaného nového minerálu. Minerál tvoriaci inklúzie s kryštalochemickým vzorcom Bi_3S_4 sa vyskytol na 3 lokalitách. V Kazachstane tvorí inklúzie v gersdorffite a má substitúciu Bi ↔ Ni. Na Slovensku na lokalite Úhorná je táto fáza prítomná v tetraedrite a má substitúcie Bi ↔ Sb a S ↔ Se. Na ložisku Sb Dúbrava v Nízkych Tatrách fáza Bi_3S_4 vystupuje v bizmutinite a prejavuje sa v nej substitúcia S ↔ Te.

Záver

Na antimonitovom ložisku Dúbrava na kremenných žilách s pyritom a scheelitom, kalcitom a muskovitom

sa vyskytuje sulfidická minerálna paragenéza. Reprezentuje ju najhojnejší bizmutinit s mikroskopickým bizmutom a mikroskopickými teluridmi bizmutu. Z minerálov tetradymitovej skupiny je najhojnejší tetradymit, akcesoricky sa nachádzajú joséit-A, fáza Bi_2S_2Te a fáza Bi_3S_4 obohatená telúrom. Fáza Bi_2S_2Te je totožná s dnes už diskreditovanou (CNMNC IMA) prírodnou fázou „csiklovaitom", ktorý doteraz nemá syntetický ekvivalent. Medzi sulfidmi bola na žile takáto postupnosť kryštalizácie: pyrit → bizmutinit → tetradymit, Bi_2S_2Te → bizmut → $Bi_3(S,Te)_4$, joséit-A. Mineralizácia je analogická s podobnými výskytmi pri Jasení v Nízkych Tatrách alebo s výskytmi Bi-Te minerálov v juhozápadnom veporiku Západných Karpát.

Poďakovanie. Táto práca vznikla aj vďaka finančnej podpore grantu Ministerstva školstva Slovenskej republiky VEGA č. 1/4048/07 a grantu Univerzity Komenského č. G-09-151-00. Za podnetné pripomienky k manuskriptu textu sme vďační recenzentovi Mgr. Š. Ferencovi, PhD.

Literatúra

Bakos, F., Ferenc, Š. & Hraško, Ľ., 2006: Nový výskyt hydrotermálnej Au-Bi-Te mineralizácie v oblasti Krokavy (Slovenské rudohorie, veporikum). *Miner. Slov. (Bratislava), 38, 3, 241 – 252.*

Bálintová, T. & Ozdín, D., 2006: Sulphosalts from Chyžné-Herichová in the Western Carpathians (Slovakia). *Acta mineral. petrogr. (Szeged), 5, 8.*

Bayliss, P., 1991: Crystal chemistry and crystallography of some minerals in the tetradymite group. *Amer. Mineralogist (Washington), 76, 257 – 265.*

Beňka, J. & Suchý, Š., 1983: Mineralogická charakteristika volfrámového zrudnenia v Kyslej pri Jasení. *In: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 71 – 84.*

Bláha, M. & Vitásek, A., 1991: Jasenie – sever, VP. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 145 s.*

Cambel, B., Kráľ, J. & Burchart, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 183 s.*

Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Wagner, T. & Stanley, C. J., 2007: Minerals of the system Bi-Te-Se-S related to the tetradymite archetype: Review of classification and compositional variation. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 45, 665 – 708.*

Čillík, I., Hvožďara, P. & Michálek, J., 1978: Scheelit v antimónovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách. *Miner. Slov. (Bratislava), 10, 6, 526 a 538.*

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putiš, M., 1996: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral and whole-rock data. *Eclogae geol. Helv. (Basel), 89, 1, 203 – 227.*

Dávidová, Š., 1998: Granitový pegmatit ložiska Dúbrava v Nízkych Tatrách – mineralogická charakteristika a petrogenéza. *Miner. Slov. (Bratislava), 30, 36 – 43.*

Ďuďa, R., 1986: Altait – nový telurid z ložiska Zlatá Baňa. *Miner. Slov. (Bratislava), 18, 89 – 92.*

Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Kaličiaková, E., Tözsér, J., Ulrich, J. & Veselovský, F., 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Miner. Slov. (Bratislava), Monogr., 98 s.*

Ďuďa, R. & Krištín, J., 1978: Výskyt Te mineralizácie na lokalite Zlatá Baňa v Slanských vrchoch. *Miner. Slov. (Bratislava), 10, 47 – 53.*

Ferenc, Š., 2004: Nové výskyty minerálov telúru v západnej časti Slovenského rudohoria. *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 3 – 4, 317 – 322.*

Ferenc, Š. & Bakos, F., 2006: Au-Bi-Te mineralizácia v sineckej strižnej zóne (Kokava nad Rimavicou) – nový typ mineralizácie v Západných Karpatoch. *Miner. Slov. (Bratislava), 38, 3, 223 – 240.*

Glatz, A. C., 1967: The Bi_2Te_3–Bi_2S_3 system and the synthesis of the mineral tetradymite. *Amer. Mineralogist (Washington), 52, 161 – 170.*

Harańczyk, C., 1978: Krakow Paleozoic telluride province. *Przegl. geol. (Warszawa), 26, 337 – 343.*

Chovan, M., 1990: Mineralogical-paragenetic relations on the Dúbrava Sb deposit and their significance for metallogeny of the Nízke Tatry Mts. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 45, 89 – 101.*

Chovan, M., Háber, M., Jeleň, S &. Rojkovič, I. (eds.), 1994: Ore textures in the Western Carpathians. *Bratislava, Slovak Academic Press, 219 s.*

Chovan, M., Hurai, V., Putiš, M., Ozdín, D., Pršek, J., Moravanský, D., Luptáková, J., Michňová, J., Kráľ, J. &. Konečný, P., 2006: Zdroje fluíd a genéza mineralizácií tatrika a severného veporika. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*

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

Chovan, M. & Michálek, J., 1988: Bizmutín a tetradymit na Sb ložisku Dúbrava. *Miner. Slov. (Bratislava), 20, 2, 161 – 168.*

Chovan, M., Majzlan, J., Ragan, M., Siman, P. & Krištín, J., 1998: Pb-Sb and Pb-Sb-Bi sulfosalts and associated sulphides from Dúbrava antimony deposit, Nízke Tatry Mts. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 53, 37 – 49.*

Jevdokimenko, L. T. & Cypin, M. I., 1971: How sulfur affects the properties of Bi_2Te_3-based alloys. *Inorganic Materials, 7, 515 – 517.*

Koch, A., 1948: Bizmutásványok a Kárpátmedencéből. *Acta mineral. petrogr. (Szeged), 2, 1 – 16.*

Kuznecov, V. G. & Kaniščeva, A. S., 1970: X-ray investigation of alloys of the system Bi_2Te_3– Bi_2S_3. *Inorganic Materials, 6, 1 113 – 1 116.*

Lipoveckij, A. G., Borodajev, Ju. S. & Zavjalov, E. N., 1978: Aleksite, $PbBi_2Te_2S_2$, a new mineral. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč., Ser. 2 (Leningrad), 107, 315 – 321.*

Maťo, Ľ., Andráš, P. & Bito, A., 1990: Obsah telúru v mineralizovaných štruktúrach I. žilného systému v kremnickom rudnom poli. *Geol. Průzk. (Praha), 32, 37 – 39.*

Maťo, Ľ., Háber, M. & Knésl, J., 1987: Výskyt Te mineralizácie v kremnickom rudnom rajóne. *Miner. Slov. (Bratislava), 19, 457 – 467.*

Michálek, J. & Chovan, M., 1998: Štruktúrno-geologické a mineralogické zhodnotenie Sb ložiska Dúbrava. *Miner. Slov. (Bratislava), 30, 1, 25 – 35.*

Nagy, B., 1983: Új ásványfázisok a nagybörzsönyi „wehrlit" összetételében. *Földt. Közl. (Budapest), 113, 247 – 259.*

Orvošová, M., Majzlan, J. & Chovan, J., 1998: Hydrothermal alteration of granitoid rocks and gneisses in the Dúbrava Sb-Au deposit, Western Carpathians. *Geol. Carpath. (Bratislava), 49, 5, 377 – 387.*

Pavlova, S. N. & Kotelinikov, P. E., 1988: The form and distribution of silver, bismuth, tellurium, selenium, cobalt and antimony in copper–gold ore deposits of Kazachstan. *Izv. Akad. Nauk Kaz. SSR, Ser. geol. (Alma-Ata), 2, 13 – 23.*

Peterec, D., 1991: Chemizmus a zonálnosť Ni-Co mineralizácie v Úhornianskom rudnom poli. *Miner. Slov. (Bratislava), 23, 223 – 235.*

Peterec, D., 1996: Selénová a telúrová mineralizácia pri Smolníku. *Natura Carpatica, 37, 53 – 62.*

Plimer, I. R., 1974: Plumbian tetradymite-csiklovaite-bismuthinite reaction from Wolfram Camp, North Queensland, Australia. *Neu. Jb. Mineral., Mh. (Stuttgart), 316 – 323.*

Pršek, J. & Peterec, D., 2008: Bi-Se-Te mineralization from Úhorná (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Słovakia): A preliminary report. *Mineralogia, 39, 3 – 4, 87 – 103.*

Řídkošil, T., Skála, R., Johan, Z. & Šrein, V., 2001: Telluronevskite, Bi_3TeSe_2, a new mineral. *Eur. J. Miner., 13, 177 – 185.*

Sejkora, J., Litochleb, J., Černý, P. & Ozdín, D., 2004: Bi-Te minerálna asociácia zo Župkova (Vtáčnik, Slovenská republika). *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 3 – 4, 303 – 315.*

Shimizu, M., Shimizu, M., Cioflica, G., Shimazaki, H., Kovacs, M., Lupulescu, M., Petrusan, G. S., Feigel, M., Popa, G., Refec, I. & Pânzan, I., 1999: New informations on opaque minerals from Neogene ore deposits in Romania. *International Symposium Mineralogy in the System of Earth Sciences, Abstract vol., Univ. Bucharest, 101 s.*

Skála, R., Ondruš, P., Veselovský, F., Táborský, Z. & Ďuďa, R., 2007: Vihorlatite, $Bi_{24}Se_{17}Te_4$, a new mineral of the tetradymite group from Vihorlat Mts., Slovakia. *Eur. J. Miner., 19, 2, 255 – 265.*

Stankovič, J. & Kozumplíková, M., 1987: Telurobizmutit z lokality Kráľová v rudnom rajóne Javoria, stredoslovenské neovulkanity. *Miner. Slov. (Bratislava), 19, 469 – 473.*

Sztrókay, K. I., 1946: Über den Wehrlit (Pilsenit). *Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung. (Budapest), 39, 75 – 103.*

Sztrókay, K. I. & Nagy, B., 1982: Bismuth-tellurium associations: New minerals of the wehrlite-pilsenite assemblage from Hungary. *In: Ore genesis – The state of the art. Berlin – Heidelberg, Springer-Verlag, 773 – 783.*

Štohl, J., Žáková, E., Mihaliková, A., Határ, J. & Škvarka, Ľ., 1985: Záverečná správa za výskum vrtu KŠ-33. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 158 s.*

Rukopis doručený 26. 1. 2010
Revidovaná verzia doručená 26. 1. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 503 – 510
ISSN 0369-2086

Mineralogické štúdium silicifikovaných driev pri Častkovciach v Malých Karpatoch

MARTINA MESIARKINOVÁ[1], DANIEL OZDÍN[2] a RASTISLAV JANDA[3]

[1]Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, SOLIPHA, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; mesiarkinova@fns.uniba.sk
[2]Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[3]Múzeum Čachtice, Draškovičovský kaštieľ, 916 21 Čachtice

Mineralogical study of petrified woods at the Častkovce in Malé Karpaty Mts. (Western Slovakia)

Paper describes the first occurrence of silicified woods in the western Slovakia. Petrified woods are composed of chemically homogeneous quartz (α-quartz) exclusively as was determined by electron microprobe and powder X-ray diffraction analyses. The evidence of opal was not observed. Only pine *(Pinus)* tree wood was identified in the studied samples. Woods were silicified during the Neogene local volcanic activity on the external western arc of the Carpathians.

Key words: silicified woods, quartz, Čachtické Karpaty Mts., Častkovce, Slovakia

Úvod

Prekremenené SiO_2 drevá sa vyskytujú v prostredí neovulkanických hornín západokarpatského regiónu. Viac ako 90 % terciérnych andezitov sa nachádza na strednom a východnom Slovensku, menej neovulkanických hornín sa našlo v bradlovom pásme. Vulkanizmus neogénneho veku na Slovensku delíme podľa Kováča a Plašienku (2003) na štyri základné typy:

a) areálny typ dacitového až ryolitového vulkanizmu (egenburg – spodný báden);

b) areálny typ andezitového vulkanizmu (spodný báden – spodný panón): produkty tohto typu pokrývajú najväčšiu oblasť Slovenska (neovulkanické horniny stredného Slovenska, napr. Poľana);

c) oblúkový typ andezitového vulkanizmu (vrchný báden – sarmat): produkty tohto typu sa vyskytujú pozdĺž bradlového pásma (Horné Srnie, pieninské pásmo v Poľsku) a tiež na Morave vo flyšovej zóne (Uherský Brod) a na lokalite Komňa (Szakáll et al., 2002);

d) postorogénny alkalický bazaltový až bazanitový vulkanizmus (panón – pleistocén): tieto relatívne malé výskyty typu bazaltových vulkanitov sa nachádzajú v oblasti Salgótarjánu, Fiľakova, Zvolena a inde.

V tejto práci je podrobne mineralogicky opísaný prvý výskyt silicifikovaných driev na západnom Slovensku, kde je aj ich najzápadnejší výskyt v Karpatoch.

Geologická stavba

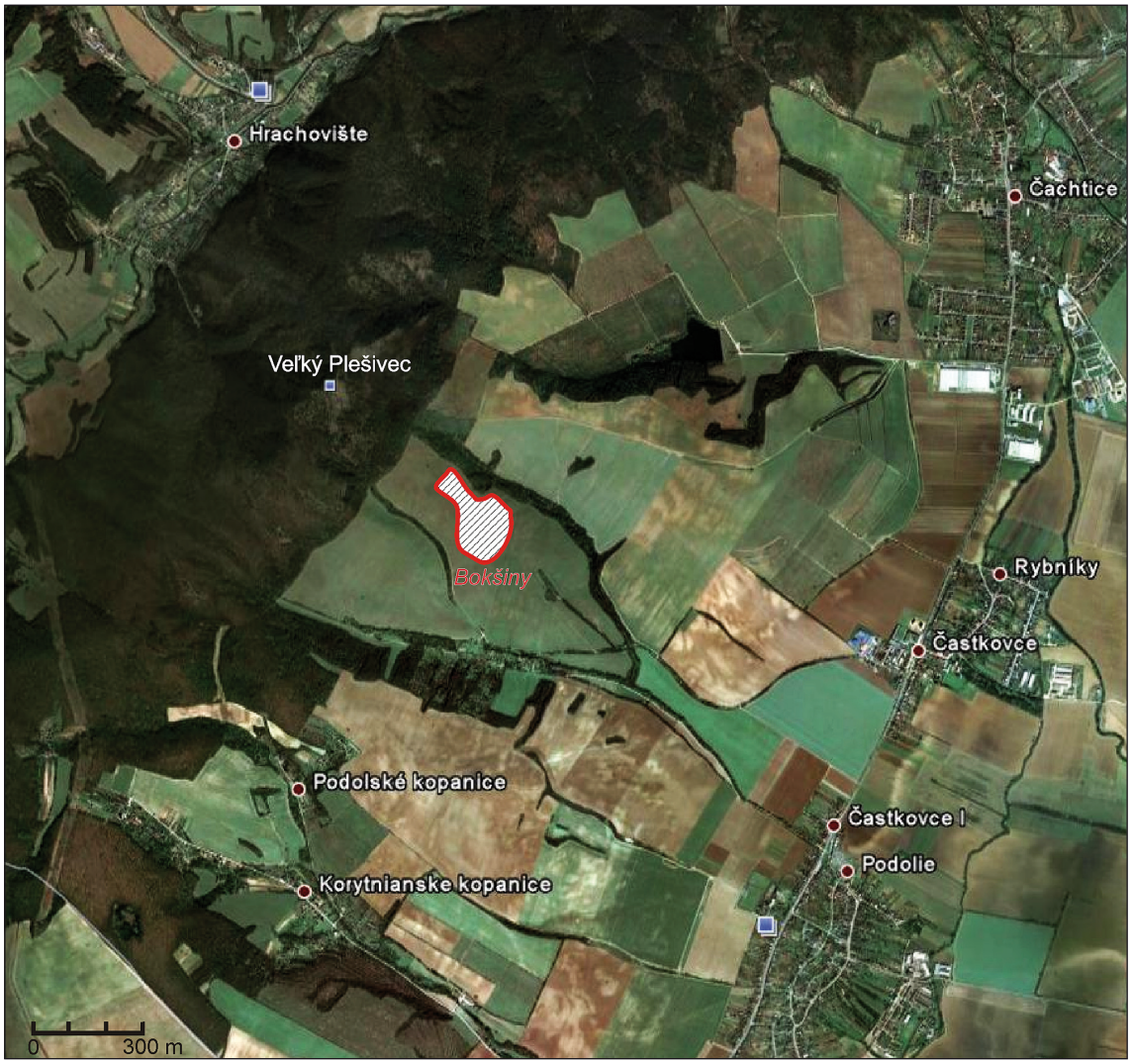
Malé Karpaty (MK) sú najzápadnejšie pohorie vnútorných Karpát na území Slovenska. Vystupujú vo forme izolovaného ostrova medzi Viedenskou a Dunajskou panvou, pričom ich tvorí predterciérne podložie. Navrstvené príkrovy sú podstatou geologickej štruktúry MK. Sú zložené predovšetkým z prealpínskeho fundamentu, mezozoického obalu a vyšších príkrovových jednotiek (Plašienka et al., 1991). K základným superjednotkám MK patrí kryštalinické jadro, tatrikum a penninikum.

Z hľadiska geomorfológie delíme MK na Pezinské Karpaty (PK) a Brezovské Karpaty (BK). BK sú východným pokračovaním Severných Vápencových Álp a zaraďujeme ich do považsko-pieninského pásma regionálnej geologickej stavby. BK zahŕňajú severnú časť Malých Karpát, ktorá pokrýva Biele hory, Brezovské a Čachtické Karpaty a podstatnú časť Myjavskej pahorkatiny (Plašienka et al., 1991). Geologická stavba BK pozostáva z fatrika, hronika, oravika a sedimentov gosauskej skupiny.

Geologická stavba Brezovských a Čachtických Karpát pozostáva z mohutných stredno- a vrchnotriasových karbonátových komplexov havranicko-jablonickej a nedzovskej jednotky, ktoré patria do superjednotky hronika (Salaj et al., 1987). Následne na nich sedimentovali popríkrovové sukcesie gosauskej superskupiny, senónske sedimenty brezovskej skupiny a paleogénne sedimenty myjavskej skupiny. Toto územie bolo počas paleogénu a spodného, stredného a vrchného miocénu výrazne tektonicky postihnuté.

Čachtické Karpaty a ich širšie okolie sú zastúpené starším terciérom a horninovými komplexmi od stredného triasu až po kvartér. Najviac sú však zastúpené horniny mezozoika (Salaj et al., 1987):

1. predsenónskeho cyklu (trias až spodná krieda), ktoré patria k nedzovskému príkrovu. K najrozšírenejším



Obr. 1. Miesto výskytu silicifikovaných driev pri Častkovciach v miestnej časti Bokšiny. Ortofotomapa prevzatá z Google Earth (2010), © EUROSENSE.

Fig. 1. The location of occurrence silicified woods by the Častkovce in the local part of Bokšiny. Topographic map taken from the Google Earth (2010), © EUROSENSE.

horninám patria strednotriasové karbonátové komplexy a jurské a spodnokriedové členy v najsevernejšej a najjužnejšej časti pohoria. Sedimenty mladšieho terciéru a kvartéru sa vyskytujú len v okrajových častiach na východe predhoria.

Nedzovský príkrov. – Súvrstvia pozostávajú z dvoch skupín: triasové členy ako jablonická skupina, jurské a spodnokriedové členy ako hrušovská skupina. Do jablonickej skupiny patria schreyeralmské vápence (pelsón až spodný ladin), reiflinské vápence (?vrchný anis – ladin), dolomity (ladin – kordevol), vápence wettersteinského typu (ladin – kordevol), oponické vápence (karn), hlavné dolomity (karn – norik) a dachsteinské vápence (sevat – rét) s polohami pestrých dolomitov. K hrušovskej skupine patria plytkovodné fácie (spodná až stredná jura), hlbokovodné fácie (malm), krinoidové vápence s rohovcami (spodný až stredný lias), železito-mangánová poloha (vrchný toark), kalové vápence (vrchný doger), pseudohľuznaté vápence s rohovcami (doger – malm), rohovcové vápence s polohami alodapických barmsteinských vápencov (oxford – vrchný titón) a pestré kalové vápence s rohovcami (vrchný titón – valangin).

2. senónskeho cyklu (vrchná krieda), ktoré patria k brezovskej skupine.

Brezovská skupina. – Do tejto skupiny patria sladkovodné „schizofytové“ vápence (?turón – spodný koňak) a valchovské zlepence (koňak – kampán).

Neogén na tomto území budujú sedimenty týchto oblastí:

• brezovský vývoj neogénu (podľa Budaya – ed., 1963) je zastúpený na sv. okraji Viedenskej panvy v páse medzi Podbrančom, Bukovcom, Štverníkom a Jablonicou, Salaj et al. (1987) sem priraďujú ešte izolované neogénne sedimenty v širšom okolí Krajného;

Obr. 2. Priečny rez silicifikovaným drevom. Veľkosť vzorky 5,5 x 4,8 cm.

Fig. 2. Cross-section through the silicified wood. The size of sample is 5.5 x 4.8 cm.

Obr. 3. Rez silicifikovaným drevom s väčším množstvom dier, vzniknutých pravdepodobne po larvách chrobákov (v pravej hornej časti). Veľkosť vzorky 4,3 x 2,7 cm.

Fig. 3. Section of silicified wood with numerous holes probable after larva of the beetles. The size of the sample is 4.3 x 2.7 cm.

• dobrovodský vývoj neogénu sa vyskytuje najmä v dobrovodskej depresii;

• neogén Podunajskej nížiny tvorí jv. ohraničenie mezozoika Brezovských a Čachtických Karpát.

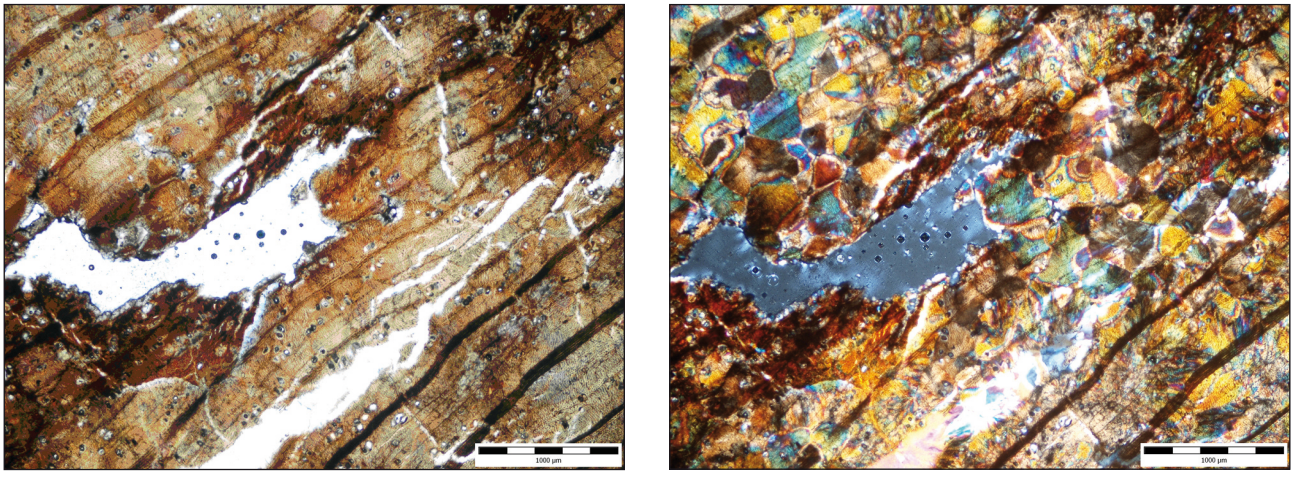
Na území Brezovských a Čachtických Karpát sa v neogéne nachádzajú dva sedimentačné cykly (Buday et al., 1963): 1. egenbursko-otnanský, tvorený bazálnymi zlepencami a štrkmi, pieskovcami a pieskami s polohami zlepencov a vápnitými pieskovcami a slieňmi; 2. karpatsko-bádenský cyklus s jablonickými zlepencami s exotickým materiálom, slieňovcami, vápnitými pieskovcami a najmladšími, koscinodiskovými vrstvami.

Metodika

Na skúmanie v polarizačnom mikroskope sa zhotovili leštené výbrusy. Vzorky sme pozorovali v prechádzajúcom svetle na polarizačnom mikroskope OLYMPUS BX51 pri zväčšení 4x/0,10, 10x/0,25 a 20x/0,4 a snímali fotoaparátom OLYMPUS E-420 s použitím programu Quick Photo Camera 2.3 na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave (PriF UK).

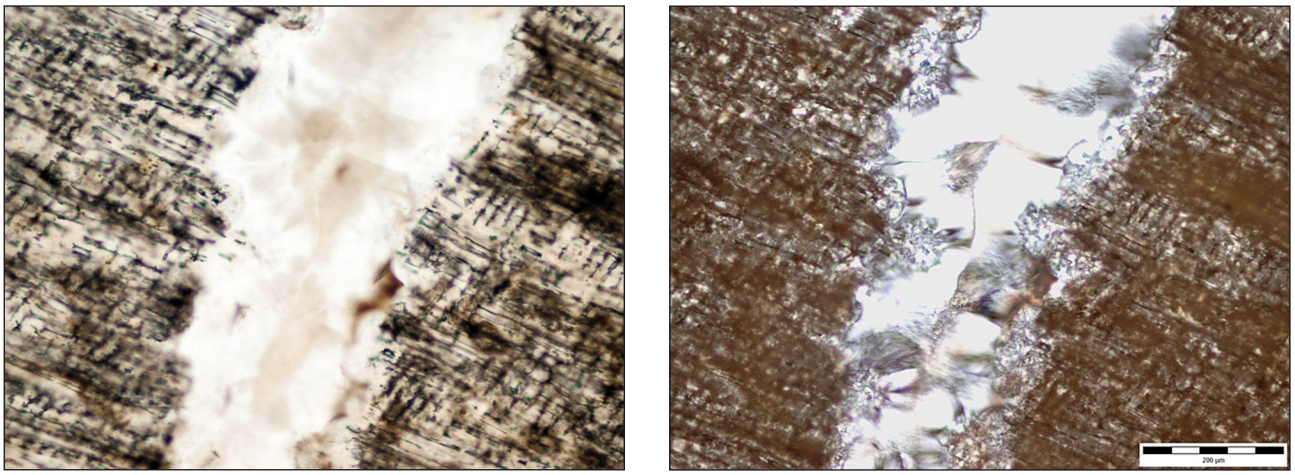
Morfológiu povrchu silicifikovaných driev sme študovali na rastrovacom elektrónovom mikroskope JEOL JXA 840 (PriF UK) pri urýchľovacom napätí 15 kV a vzorkovom prúde 0,2 nA. Chemické zloženie sa skúmalo pomocou elektrónovej mikrosondy CAMECA SX 100 (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra) pri týchto podmienkach: urýchľovacie napätie 15 kV, vzorkový prúd 20 nA, priemer lúča 5 μm. Na anlýzu sa použili tieto štandardy: wollastonit (Si Kα, Ca Kα), Al_2O_3 (Al Kα), hematit (Fe Kα), MgO (Mg Kα), TiO_2 (Ti Kα), rodonit (Mn Kα), albit (Na Kα), ortoklas (K Kα), BaF_2 (F Kα) a NaCl (Cl Kα). Obrázok v spätne rozptýlených elektrónoch sa kvôli zvýrazneniu štruktúry silicifikovaného dreva robil pri napätí 25 keV a vzorkovom prúde 80 nA.

Na práškovú rtg. difrakčnú analýzu sa použili neorientované práškové preparáty, analyzované na prístroji



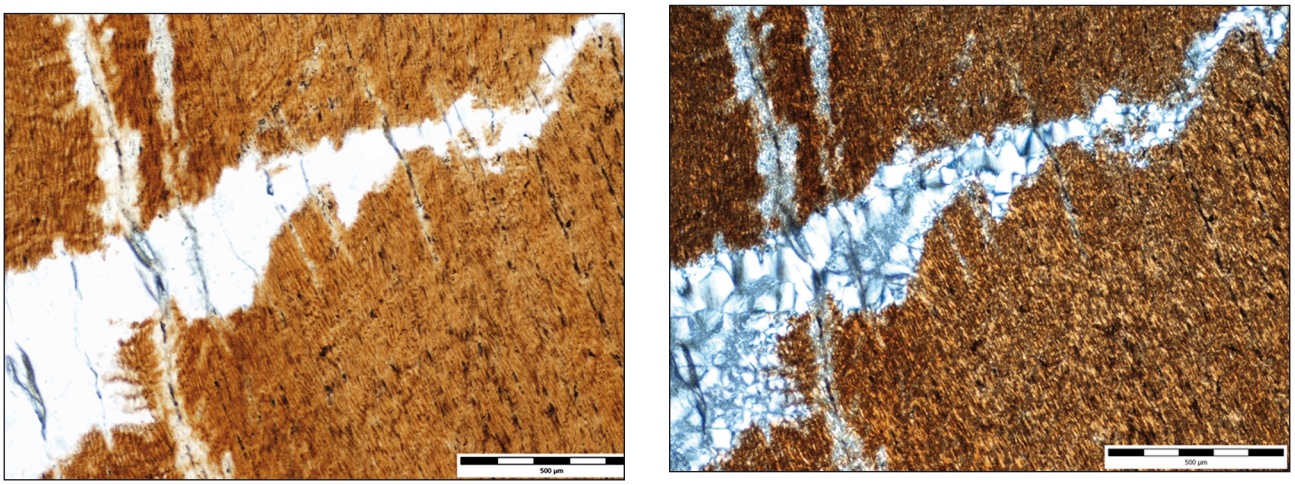
Obr. 4. Priečny rez štruktúrou silicifikovaného dreva so žilkami kremeňa (vzorka MAKA-7) pri jednom nikole (vľavo) a skrížených nikoloch (vpravo). V strede v ľavej polovici obrázkov s bublinami je diera vyplnená epoxidom.

Fig. 4. The cross-section through the silicified wood structure with veins of quartz (sample MAKA-7) at parallel (left) and crossed nicols (right). The epoxide infilling of the hole is in the middle left half of the pictures with bubbles.



Obr. 5. Štruktúra silicifikovaného dreva z okrajovej časti dreva – zvetraného lemu – v priečnom reze pri jednom nikole (vľavo) a skrížených nikoloch (vpravo). Na obrázkoch štruktúru dreva pretína žilka tvorená chalcedónom.

Fig. 5. The structure of the silicified wood in its marginal part – weathered rim in the cross-section at parallel (left) and crossed nicols (right). In the pictures the chalcedony vein intersects the structure of the wood.



Obr. 6. Žilka chalcedónu, pretínajúca paralelne prebiehajúcu štruktúru dreva bez viditeľných domén v priečnom reze pri jednom nikole (vľavo) a v skrížených nikoloch (vpravo).

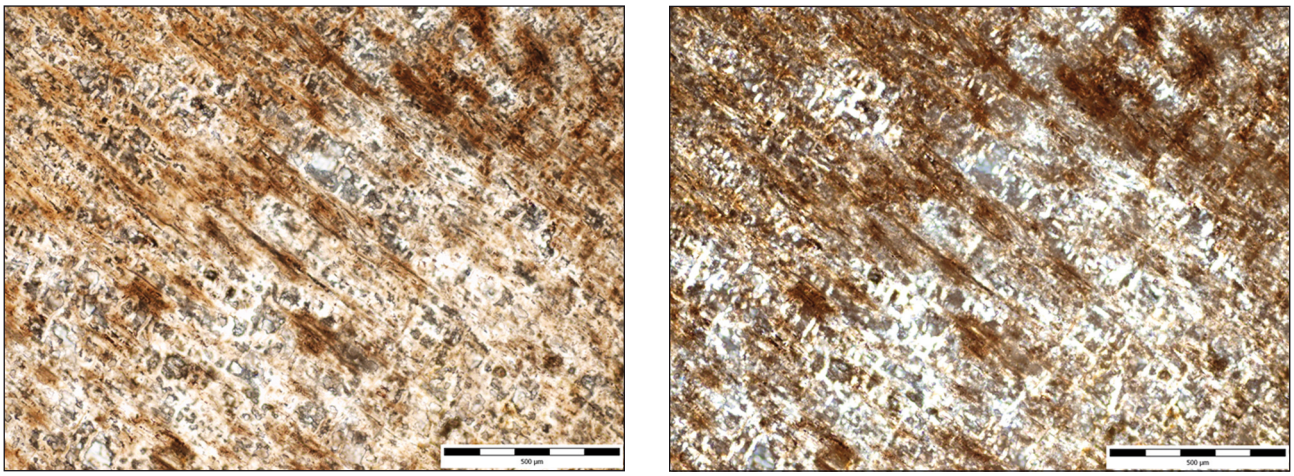
Fig. 6. The chalcedony vein cutting parallel structure of the wood without visible domains in the cross-section at parallel (left) and crossed nicols (right).

Bruker D8 Advance (Centrum excelentnosti SOLIPHA, PriF UK) pri použití Cu antikatódy ($\lambda\alpha_1$ = 1,540 60 Å), Ni Kβ filtrov a detektora LynxEye s urýchľovacím napätím 40 kV a prúdom 40 mA. Krok zaznamenávania intenzít bol 0,01° 2θ pri čase 1 s, merný rozsah záznamov 4 – 94° 2θ. Difrakčné záznamy sa spracovali pomocou programu Diffrac^{plus} EVA (Bruker, 2008). Mriežkové parametre sa vypočítali pomocou programu UnitCell (Holland a Redfern, 1997).

Výsledky

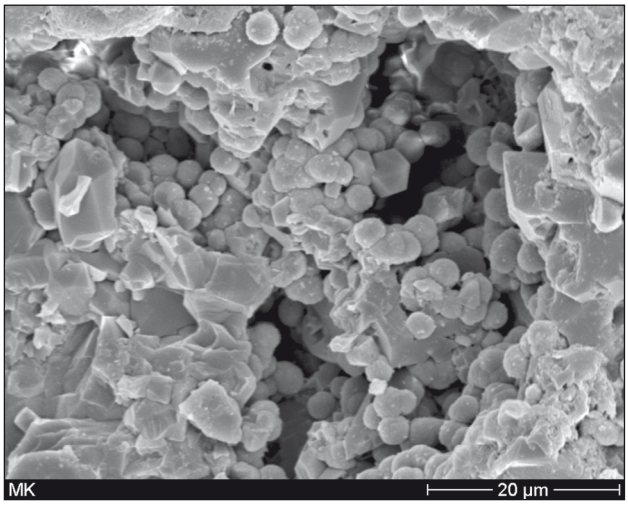
Vzorky so silicifikovanými úlomkami driev sme našli na sv. svahoch Čachtických Karpát (obr. 1) na poli približne 500 m jv. od Veľkého Plešivca v miestnej časti Bokšiny. Geografické priblíženie umiestnenia lokality je zjz. od obce Častkovce, ssz. od Podolia a jv. od východného svahu Veľkého Plešivca (48° 41´ 54,18´´ severnej zemepisnej dĺžky a 17° 44´ 54,18´´ východnej zemepisnej šírky). Tento výskyt sa viaže na neogénne prostredie sedimentárnych hornín bádenu až sarmatu.

Drevá sú prevažne sivé, s rôznym stupňom sfarbenia a viditeľným pribúdaním tmavej farby smerom k centru (obr. 2). Okraje, to znamená povrch driev, tvoria zvetrané lemy svetlej farby, v ktorých sú výrazné zárezy s dierami po zvetrávaní (obr. 3). Úplne prekremenené časti driev sú tmavohnedej farby. Sú veľmi tvrdé a tvrdosťou zodpovedajú kremeňu. Drevá sa vyformovali silicifikáciou z borovicových drevín *(Pinus)*, pričom iné dreviny neboli identifikované. Pri mikroskopickom štúdiu vzoriek sme spozorovali, že vo väčšine prípadov si silicifikované drevá zachovali štruktúru bunkových pletív (obr. 4 – 7). Pletivá v niektorých vzorkách prebiehajú rovnobežne, v iných sa stáčajú. Časť vzoriek si zachovala drevnú štruktúru s malým množstvom



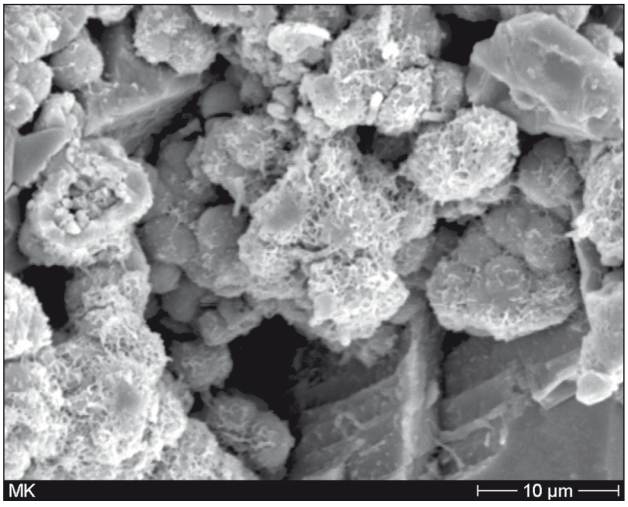
Obr. 7. Štruktúra silicifikovaného dreva s výraznými doménami, ktoré sú nahradené kremeňom, v pozdĺžnom reze pri jednom nikole (vľavo) a v skrížených nikoloch (vpravo).

Fig. 7. Structure of silicified wood with shining domains that are replaced by quartz in longitudinal section at parallel (left) and crossed (right) nicols.



Obr. 8. Pseudomorfózy kremeňa po lepisférických agregátoch opálu-CT.

Fig. 8. Pseudomorphoses of quartz after lepispheric aggregates of opal-CT.

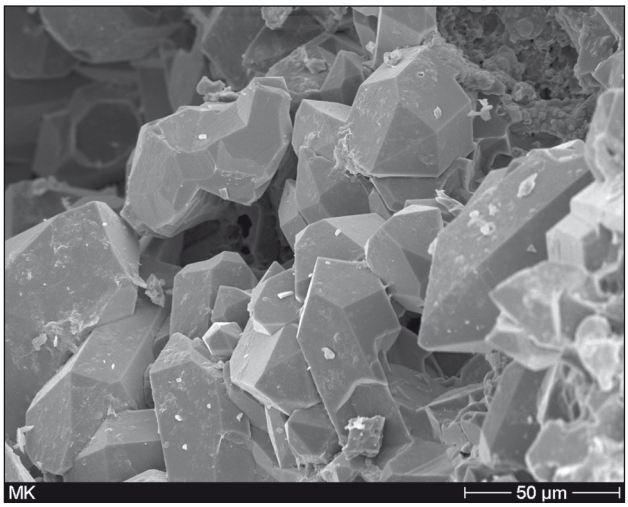


Obr. 9. Pseudomorfózy kremeňa po lepisférických agregátoch opálu-CT (detail).

Fig. 9. Pseudomorphoses of quartz after lepispheric aggregates of opal-CT (detail).

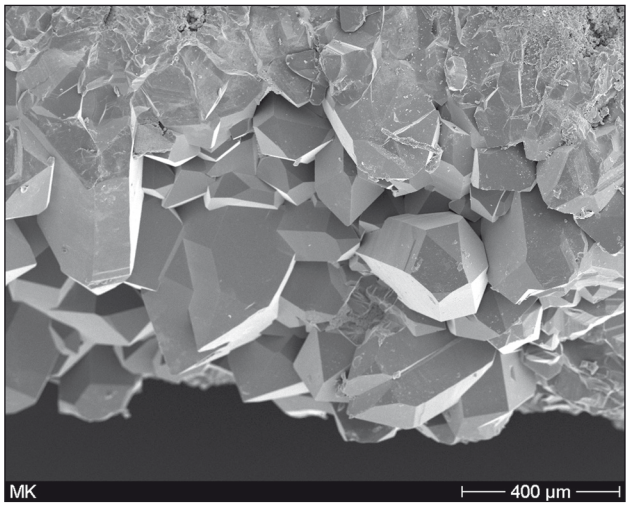
domén, ktoré majú anizotropný charakter a vyskytujú sa najmä v pozdĺžnych rezoch, paralelne prebiehajúce s pôvodnou vláknitou štruktúrou dreva. V týchto rezoch sú domény (bunky celulózy) prevažne zatlačené a nahradené mikrokryštalickou varietou kremeňa – chalcedónom. Chalcedón sa vyskytuje vo vláknitej forme, ale aj v podobe sférolitov. Chalcedón tvorí výplň tenších žiliek spolu s kremeňom, hrubšie žilky bývajú vyplnené len kremeňom. Kremenné žilky prebiehajú v smere štruktúry dreva, ale aj naprieč vláknitou štruktúrou, pričom kremeň kryštalizuje od okraja žiliek a puklín k stredným častiam. V priečnych rezoch sa anizotropné domény nevyskytujú vôbec alebo len zanedbateľne. Okolo nich prebieha málo výrazná štruktúra dreva. Tak ako v prípade pozdĺžnych rezov, aj v priečnych rezoch sa vyskytujú žilky a pukliny vyplnené chalcedónom a kremeňom. Vo výbrusoch z okrajových častí (zvetraných lemov) nevidieť drevnú štruktúru s výraznými doménami, ale len motív pletiva drevnej štruktúry, cez ktoré prechádzajú žilky chalcedónu.

Morfológiu, povrch silicifikovaných driev a prítomných minerálnych fáz kremeňa sme sledovali rastrovacím elektrónovým mikroskopom (obr. 8 – 11). Povrch driev je zväčša nerovný, zdrsnený, pokrytý chalcedónom alebo mikrokryštalickým kremeňom s početnými dutinami. Chalcedón tvorí sférolitické agregáty s nerovným povrchom. Kryštály kremeňa sú idiomorfné, s veľmi nevýrazným horizontálnym ryhovaním na plochách hexagonálnej prizmy. Okrem charakteristickej hexagonálnej prizmy $\{10\bar{1}0\}$ pri trigonálnom kremeni sa vyskytujú aj dobre pozorovateľné kryštálové tvary romboédrov $\{10\bar{1}1\}$ a $\{01\bar{1}1\}$. Z kremenných agregátov sme boli schopní rozlíšiť tak ľavotočivé, ako aj pravotočivé kryštály kremeňa.



Obr. 10. Idiomorfné kryštály kremeňa so zriedkavým nevýrazným horizontálnym ryhovaním.

Fig. 10. Idiomorphic crystals of quartz with rare indistinct horizontal striation.



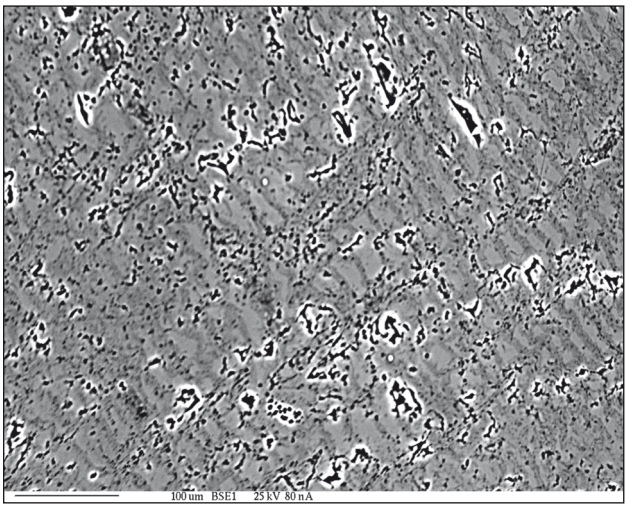
Obr. 11. Idiomorfné kryštály kremeňa tvorené hexagonálnou prizmou v strednej časti kryštálu a plochami romboédrov vo vrcholovej časti kryštálov. Na obrázku sú viditeľné ľavotočivé a pravotočivé kryštály kremeňa.

Fig. 11. Idiomorphic quartz crystals formed by hexagonal prism in the middle part of the crystal and rhombohedra planes in the apical part of the crystals. The left-hand and right-hand crystals of the quartz are visible in the pictures.

V niektorých vzorkách skúmaných touto metódou môžeme pozorovať obe minerálne variety: kryštály kremeňa aj sférolitický chalcedón na povrchu silicifikovaných driev.

Vzorky silicifikovaných driev z lokality Bokšiny sú v spätne rozptýlených elektrónoch homogénne (obr. 12). Pre chemické zloženie týchto driev je charakteristická absencia výraznejšieho množstva stopových prvkov (tab. 1). Mierne zvýšenú koncentráciu dosahuje len Ca (do 0,09 hm % Ca; det. limit 0,016 – 0,017 % a štandardná odchýlka 0,006 hm. %).

Rtg. difrakčné záznamy (tab. 2) jednoznačne potvrdili prítomnosť kremeňa, ktorý bol identifikovaný aj pomocou



Obr. 12. Priečny rez štruktúrou silicifikovaného dreva (vzorka MAKA-6, BEI).

Fig. 12. The cross-section through the structure of silicified wood (sample MAKA-6, BEI).

rastrovacej elektrónovej mikroskopie. Kremeň bol identifikovaný v oboch typoch vzoriek – v centrálnej časti aj v okrajových, zvetraných častiach driev. Mriežkové parametre vypočítané z rtg. záznamov sa veľmi dobre zhodujú s publikovanými mriežkovými parametrami pre kremeň (tab. 3).

Diskusia a záver

Procesy silicifikácie, opalizácie a zachovania fosilizovaného dreva študovali viacerí autori (Rodgers et al., 2004; Rondeau et al., 2004; Wheleer et al., 2007 atď.). K silicifikácii dochádza pri interakcii kyseliny kremičitej s rastlinnými zvyškami a jej prestúpení cez ne (kôra stromov, kmeň, pletivo rastlín a pod.). Neskôr nastáva polymerizácia a dehydratácia. Táto premena prebieha postupne, od amorfného opálu (opál-A) cez opál-CT až po kremeň (Mizutani, 1977), hoci bol opísaný aj reverzný proces (Senkayi et al., 1985).

Výskyty silicifikovaných driev na Slovensku sú známe predovšetkým z územia stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov, a preto sa v literatúre doteraz venovala pozornosť práve týmto výskytom (Pauliš, 1982; Forgáč et al., 1990; Koděra – ed., 1986 – 1990). V tejto práci sa prvýkrát mineralogický výskum zaoberal aj výskytom driev na území západného Slovenska v oblasti Malých Karpát. Prekremenené drevá sa vyformovali z kmeňov borovíc *(Pinus)*. Iné druhy drevín neboli doteraz identifikované. Na rozdiel od Forgáča et al. (1990), naše štúdium nepreukázalo prítomnosť žiadneho amorfného opálu (opál-A a opál-CT). Tieto drevá nevykazujú opalescenciu, ako je to prevažne pri drevách na lokalitách stredného a východného Slovenska. Silicifikované drevá v prechádzajúcom svetle pozostávajú najmä z kremeňa a dutiny majú čiastočne vyplnené mikrokryštalickým chalcedónom. Vo väčšine prípadov práve mikrokryštalický kremeň je najčastejšie sa vyskytujúca minerálna fáza

Tab. 1
Elektrónové mikroanalýzy silicifikovaných driev (v hm. %)
Electron microanalyses of petrified woods (in wt.%)

Vzorka	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	99,35	99,55	99,21	98,89	98,92	100,27	98,70	99,62
TiO_2	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	0,00	0,03	0,05	0,00	0,06	0,03	0,00	0,03
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
CaO	0,10	0,03	0,02	0,07	0,09	0,00	0,12	0,07
Na_2O	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,05
K_2O	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03
F	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,09	0,02	0,00
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
Suma	99,56	99,66	99,33	99,03	99,11	100,44	98,93	99,85

An. 1 – 4 vzorka MAKA-6, priečny rez, an. 5 – 8 vzorka MAKA-3/An. Nr. 1 – 4: sample of MAKA-6, cross-section, an. Nr. 5 – 8: sample of MAKA-3.

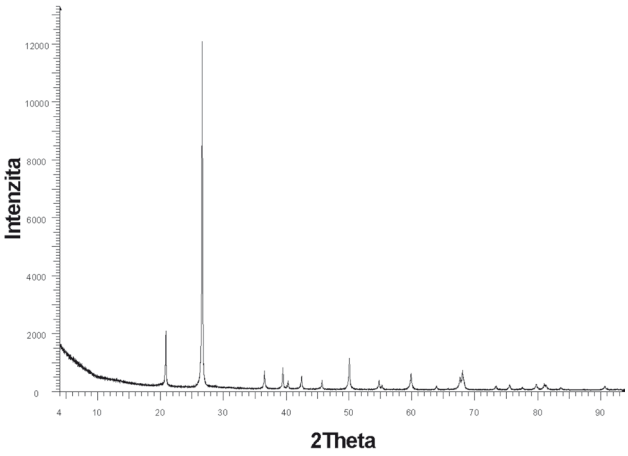
Tab. 2
Práškové difrakčné analýzy silicifikovaných driev z Malých Karpát
X-ray analysis of petrified woods from the Malé Karpaty Mts.

Vzorka MAKA-7 (stred)		Vzorka MAKA-7 (okraj)		Levien et al. (1980)				
$d_{meas.}$	$I_{meas.}$	$d_{meas.}$	$I_{meas.}$	$d_{calc.}$	$I_{calc.}$	h	k	l
4,254	21,8	4,239	21,8	4,255	28,5	1	0	0
3,349	100,0	3,349	100,0	3,343	100,0	0	1	1
				3,343	43,1	1	0	1
2,459	6,4	2,454	6,4	2,457	10,2	1	1	0
2,282	6,4	2,278	6,4	2,281	8,9	1	0	2
2,238	3,0	2,230	3,0	2,237	4,6	1	1	1
2,130	4,7	2,123	4,7	2,128	7,4	2	0	0
1,981	2,8	1,978	2,8	1,980	3,0	2	0	1
1,819	10,7	1,816	10,7	1,818	18,0	1	1	2
1,671	3,2	1,669	3,2	1,672	4,4	0	2	2
1,659	1,4	1,659	1,4	1,659	2,3	0	1	3
1,542	7,1	1,540	7,1	1,542	7,0	1	2	1
				1,542	5,9	2	1	1
1,454	1,3	1,452	1,3	1,453	2,4	1	1	3
				1,382	2,0	2	1	2
1,383	4,2	1,381	4,2	1,382	6,0	1	2	2
				1,375	2,0	0	2	3
1,376	5,2	1,374	5,2	1,375	7,6	2	0	3
1,372	5,5	1,370	5,5	1,372	5,9	0	3	1
1,288	1,6	1,288	1,6	1,288	2,4	1	0	4
1,256	1,9	1,256	1,9	1,256	2,7	3	0	2
1,200	2,1	1,991	2,1	1,200	3,3	2	1	3
1,184	1,7	1,185	1,7	1,184	3,4	1	1	4
1,180	2,1	1,179	2,1					
1,082	1,8	1,080	1,8					

Tab. 3
Mriežkové parametre kremeňa zo silicifikovaných driev (v Å)
Unit cell parameters of quartz from petrifies woods (in Å)

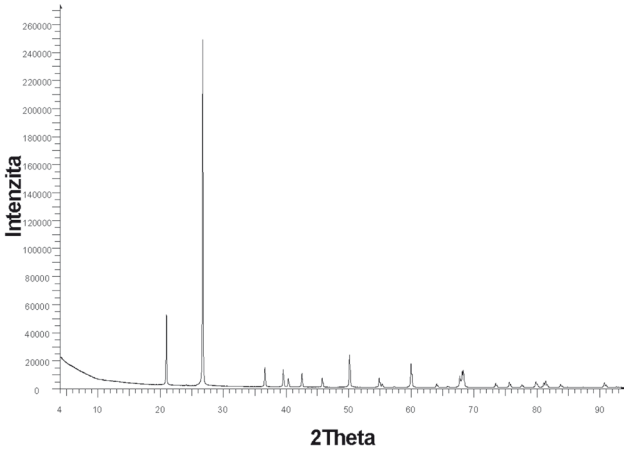
	a	*c*	*V*
MAKA-7 (stred)	4,915 2(2)	5,408 3(7)	113,154 (11)
MAKA-7 (okraj)	4,906 6(2)	5,402 0(7)	112,630 (11)
Levien et al. (1980)	4,913 4(2)	5,404 2(4)	112,991 (5)

SiO_2 v drevinách (Stein, 1982). Okrem tejto fázy sa objavuje aj opál-A a opál-CT. V paralelných nikoloch, ako aj v skrížených nikoloch v mikroskope sme sledovali štruktúru dreva a minerálnu kompozíciu SiO_2 driev. Stupeň silicifikácie sa zvyšuje smerom k stredu driev, kde niekedy pozorujeme jeho intenzívnejšiu farbu. Prášková difrakčná analýza poskytla výsledky o zložení driev, v ktorých sa vyskytuje len α-kremeň ako mikrokryštalická varieta chalcedónu. Charakteristické difrakčné maximá pre opál-CT 4,07 Å a 2,49 Å sa v našich vzorkách nevyskytli, na rozdiel od vzoriek, ktoré opísali Jones a Segnit (1971). Neprejavilo sa ani mierne difrakčné vydutie v rozmedzí 22 až 30° 2θ, ktoré podľa Pewklianga et al. (2004) patrí k opálu-A. Difrakčné maximá publikované predchádzajúcimi autormi (Pewkliang et al., 2004) pre kremeň – 24,27° 2θ (4,255 Å), 31,06° 2θ (3,343 Å) a 59,58° 2θ (1,802 Å) – sa s menšími odchýlkami zhodovali s našimi nameranými hodnotami – 4,24 Å, 3,34 Å a 1,81 Å. Podrobným morfologickým štúdiom sme zistili variabilnosť



Obr. 13. Práškový rtg. difrakčný záznam kremeňa silicifikovaných driev Malých Karpát (zo stredu vzorky – tmavá, nezvetraná časť).

Fig. 13. The powder X-ray diffraction pattern of quartz in silicified woods from the Malé Karpaty Mts. (from the middle of the sample – dark unweathered part).



Obr. 14. Práškový rtg. difrakčný záznam kremeňa silicifikovaných driev Malých Karpát (z okraja vzorky – svetlá, zvetraná časť).

Fig. 14. The powder X-ray diffraction pattern of quartz in silicified woods from the Malé Karpaty Mts. (from the margin of the sample – bright weathered part).

mikrokryštalického kremeňa, ktorý sa na povrchu vyskytuje v podobe takmer dokonale vykryštalizovaných kryštálov a sférolitických agregátov chalcedónu. Povrch chalcedónu je hladký, pričom v niektorých vzorkách sa nachádzajú malé nerovnosti. Pravotočivé a ľavotočivé kryštály kremeňa sú charakteristicky horizontálne ryhované. Hlavné zastúpenie kryštálových tvarov majú kombinácie hexagonálnej prizmy a dvoch romboédrov.

Poďakovanie. Ďakujeme doc. RNDr. V. Sitárovi, CSc., za cenné rady a pomoc pri identifikácii silicifikovaných driev a Mgr. P. Bačíkovi, PhD., a Mgr. M. Gregorovi za podnetné pripomienky k textu. Táto práca vznikla vďaka podpore grantu MŠ SR VEGA 1/0287/08.

Literatúra

Buday, T. (ed.), 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Gottwaldov. *Praha, 3 – 238.*

Bruker, 2008: DIFFRACplus EVA. http://www.bruker-axs.com/eva.html.

Forgáč, J., Čurlík, J. & Harman, M., 1990: Rekryštalizácia SiO_2 v petrifikovaných drevinách. *Miner. Slov. (Bratislava), 22, 273 – 280.*

Google Earth, 2010: http://earth.google.com.

Holland, T. J. B. & Redfern, S. A. T., 1997: Unit cell refinement from powder diffraction data: The use of regression diagnostics. *Min. Mag. (London), 61, 65 – 77.*

Jones, J. B. & Segnit, E. R., 1971: The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases. *J. Geol. Soc. Aust. (Sydney), 18, 57 – 68.*

Koděra, M. (ed.), 1986 – 1990: Topografická mineralógia Slovenska. I – III. *Bratislava, Veda, 1 592 s.*

Kováč, M. & Plašienka, D., 2003: Geologická stavba oblasti na styku Alpsko-karpatsko-panónskej sústavy a priľahlých svahov Českého masívu. *Bratislava, Univerzita Komenského, 88 s.*

Levien, L., Prewitt, Ch. T. & Weidner, D. J., 1980: Structure and elastic properties of quartz at pressure. *Amer. Mineralogist (Washington), 65, 920 – 930.*

Mizutani, S., 1977: Progressive ordering of cristobalitic silica in the early stage of diagenesis. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 61, 129 – 140.*

Pauliš, P., 1982: Nový výskyt dřevitých opálů ve východním okolí Banské Bystrice. *Čas. Mineral. Geol. (Praha), 27, 2, 208.*

Pewkliang, B., Pring, A. & Brugger, J., 2004: Opalisation of fossil bone and wood: Clues to the formation of precious opal. *In: Roach, I. C. (ed.), 2004: Regolith. CRC LEME, 264 – 268.*

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Putiš, M. & Gross, P., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts.: An overview. *Geol. Carpath. (Bratislava), 42, 4, 195 – 208.*

Rodgers, K. A., Browne, P. R., Buddle, T. F., Cook, K. L., Greatrex, R. A., Hampton, W. A., Herdianita, N. R., Holland, G. R., Lynne, B. Y., Martin, R., Newton, Z., Pastars, D., Sannazarro, K. L. & Teece, C. I. A., 2004: Silica phases in sinter and residues from geothermal fields of New Zeland. *Earth Sci. Rev-s (Amsterdam), 66, 1 – 2, 1 – 61.*

Rondeau, B., Fritsch, E., Guiraud, M. & Renac, Ch., 2004: Opals from Slovakia ("Hungarian" opals): A re-assessment of the conditions of formation. *Eur. J. Mineral., 16, 789 – 799*.

Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. & Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 9 – 181.*

Senkayi, A. L., Dixon, J. B., Hossner, L. R., Yerima, B. P. K. & Wilding, L. P., 1985: Replacement of quartz by opaline silica during weathering of petrified wood. *Clays and Clay Miner. (New York), 33, 525 – 531.*

Stein, C. L., 1982: Silica recrystalization in petrified wood. *J. sed. Petrology (Tulsa), 52, 4, 1 277 – 1 282.*

Szakáll, S., Udubasa, G., Ďuďa, R., Kvasnytsya, V., Koszowska, E. & Novák, M., 2002: Minerals of the Carpathians. *Praha, Granit, 480 s.*

Wheeler, E. A., Wiemann, M. C. & Fleagle, J. G., 2007: Woods from the Miocene Bakate Formation, Ethiopia: Anatomical characteristics, estimates of original specific and ecological interferences. *Rev. Palaeobot. Palynol. (New York), 146, 193 – 207.*

Rukopis doručený 1. 2. 2010
Revidovaná verzia doručená 16. 2. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 511 – 518
ISSN 0369-2086

Pyroluzit a ranciéit z jaskyne Skalistý potok (Slovenský kras, východné Slovensko)

KATARÍNA BÓNOVÁ[1], PETER BAČÍK[2] a JÁN DERCO[3]

[1]Ústav geografie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Pavla Jozefa Šafárika, Jesenná 5, 040 01 Košice; katarina.bonova@upjs.sk
[2]Katedra mineralógie a petrológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; bacikp@fns.uniba.sk
[3]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra – RC Košice, Jesenského 8, 040 01 Košice; jan.derco@geology.sk

Pyrolusite and ranciéite from the Skalistý potok Cave (Slovenský kras Mts., Eastern Slovakia)

The manganese and iron oxyhydroxides from the Skalistý potok Cave, situated in the Slovenský kras Mts. (Eastern Slovakia), were investigated by the X-ray diffraction, differential thermal (DTA) analyses and chemical methods. The analyses revealed that studied oxyhydroxides consist of the mixture of slightly crystallized minerals of pyrolusite and ranciéite with admixtures of goethite. The pyrolusite is probably the later product and indicates stronger oxidation environment than in the case of preceeding ranciéite. The origin of manganese in the cave can be associated mainly with the dissolution-deposition events of the initial carbonate material (e.g. terra rossa or another soils) due to the flow of the water.

Key words: pyrolusite, ranciéite, X-ray diffraction analyses, chemical composition, Skalistý potok Cave, Slovenský kras Mts.

Úvod

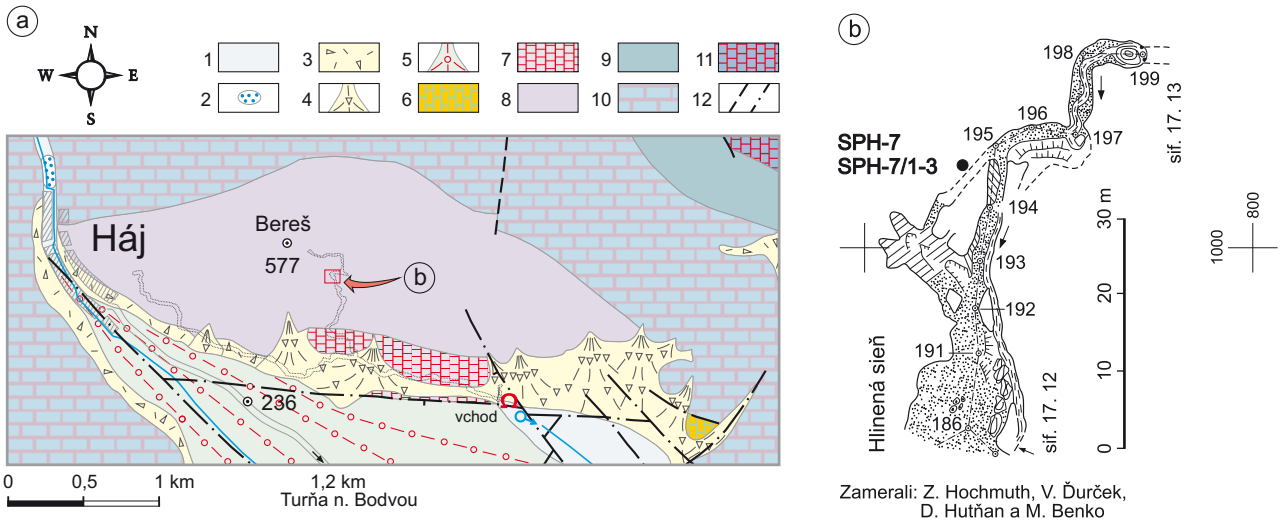
Počas speleologického prieskumu jaskyne Skalistý potok (Hochmuth, 1992, 1994) situovanej na južnom úpätí Jasovskej planiny v Slovenskom krase približne 2,5 km severne od obce Turňa nad Bodvou sa v priestore siene nazývanej Srdce jaskyne (468 m n. m.) našli polohy oceľovosivých až čiernych povlakov mangánových a železitých oxidov (hydroxidov). Jaskyňa je vytvorená prevažne vo waxeneckých (karn) a dachsteinských (norik) svetlých vápencoch silického príkrovu silicika (Mello et al., 1996; obr. 1). Predbežné výsledky mineralogického štúdia týchto oxidov (hydroxidov) opisujú Bónová et al. (2008a). V tomto príspevku prinášame nové informácie najmä o chemickom zložení študovaných minerálov. Detailnejšie sa zaoberáme analýzou mangánových substancií a litifikovaného cementu spevnených sedimentov v jaskyni.

Výskyt mangánových aj železitých oxidov a hydroxidov v jaskynných priestoroch v oblasti Západných Karpát opísali napríklad Bosák et al. (2002), Cílek (2005), Moravanský a Orvošová (2007) a Orvošová a Moravanský (2008). Prítomnosť pyroluzitu a ranciéitu v jaskyniach v slovenskej časti Západných Karpát sa doteraz nepotvrdila (cf. Moravanský a Orvošová, l. c.). Tieto minerály sú síce vo svete z jaskynného prostredia známe (cf. Hill a Forti, 1997), považujú sa však za vzácne. Pomocou rtg. práškovej difrakčnej analýzy bol ranciéit identifikovaný v zónach onkoidov vo vápencoch Bolešovskej doliny medzi Nemšovou a Pruským (Aubrecht et al., 1998). Výskyt ranciéitu opisujú Pauliš et al. (2003) v dolomitoch v kameňolome Malá Vieska neďaleko Košíc.

Metodika

Pri identifikácii oxidov Mn separovaných pomocou optického zariadenia (Carl Zeiss Jena) sa použila prášková rtg. difrakčná analýza realizovaná vo VVCE SOLIPHA (PriF UK v Bratislave) na prístroji BRUKER D8 Advance v geometrii Bragg-Brentano (konfigurácia Theta--2Theta) s Cu antikatódou ($\lambda\alpha_1$ = 1,540 60 Å), Ni Kβ filtrami a detektorom LynxEye pri napätí 40 kV a prúde 40 mA. Krok zaznamenávania intenzity bol 0,01° 2Θ pri čase 3 s, meraný rozsah záznamu 4 – 65° 2Θ. Difrakčný záznam sa spracoval pomocou programu Diffrac^{plus} EVA (Bruker, 2008). Mriežkové parametre pyroluzitu sa vypočítali pomocou programu Unit Cell (Holland a Redfern, 1997).

Na ďalšiu diagnostiku oxidov sa využila diferenciálna termická analýza (prístroj Derivatograph C) s navážkou 162,4 mg a s rýchlosťou ohrevu 5 °C/min. (Ústav geotechniky SAV v Košiciach). Chemické zloženie minerálov sa skúmalo elektrónovým mikroanalyzátorom CAMECA SX 100 (ŠGÚDŠ v Bratislave) pri urýchľovacom napätí 15 kV, prúde 20 nA, priemere elektrónového lúča 1 μm pri použití nasledujúcich štandardov: ortoklas (K Kα), albit (Na Kα),



Obr. 1. a – Geologická mapa skúmaného územia (Mello et al., 1996) s pôdorysom jaskyne Skalistý potok (Hutňan, 2002), upravené. Vysvetlivky: *holocén:* 1 – fluviálne sedimenty: nív riek – hlinité, hlinito-piesčité, ílovité; nív potokov – štrkovité, štrkovito-piesčité; 2 – travertíny; *pleistocén – holocén:* 3 – deluviálne sedimenty (hlinito-kamenité a kamenité); 4 – deluviálno-proluviálne sedimenty: ronové a osypové kužele; *pleistocén – würm:* 5 – proluviálne sedimenty: štrky a zahlinené piesčité štrky náplavových kužeľov; *eocén – oligocén:* 6 – šomodské súvrstvie: sivé laminované alebo masívne sladkovodné vápence; ***silicikum, silický príkrov*** *– norik:* 7 – dachsteinské rifové a lagunárne vápence; *karn:* 8 – waxenecké vápence; *ladin – kordevol:* 9 – rifové wetternsteinské vápence; 10 – lagunárne wetternsteinské vápence; *anis:* 11 – steinalmské vápence; 12 – zlomy: predpokladané, zakryté. **b** – Detail časti horných siení jaskyne s lokalizáciou študovaných vzoriek (Hochmuth in Bónová et al., 2008a).

Fig. 1. a – Geological map of the investigated area (Mello et al., 1996) with the ground plan of the Skalistý potok Cave (Hutňan, 2002), modified. Explanations: *Holocene:* 1 – fluvial sediments: of alluvial plains – loamy, loamy-sandy, clayey; of brook alluvium – gravelous, sandy-gravelous; 2 – travertine, *Pleistocene – Holocene:* 3 – deluvial sediments: loamy stony and stony; 4 – deluvial-proluvial sediments (runn-off fans and talus piles); *Pleistocene – Würm:* 5 – proluvial sediments: gravels and sandy gravels of alluvial fans; *Eocene – Oligocene:* 6 – Šomody Formation: grey laminated or massive fresh-water limestone; ***Silicicum, Silica nappe*** *– Norian:* 7 – Dachstein riff and lagoonal limestones; *Carnian:* 8 – Vaxeneck limestones; *Ladinian – Cordevolian:* 9 – Wetternstein riff limestones; 10 – Wetternstein lagoonal limestones; *Anisian:* 11 – Steinalm limestones; 12 – faults: inferred, covered. **b** – Detail of the part of cave Upper halls with sample locations (Hochmuth in Bónová et al., 2008a).

wollastonit (Si Kα, Ca Kα), Al_2O_3 (Al Kα), forsterit (Mg Kα), fayalit (Fe Kα), TiO_2 (Ti Kα), Cr (Cr Kα), rodonit (Mn Kα), Ni (Ni Kα), willemit (Zn Kα), $SrTiO_3$ (Sr Lα), barit (Ba Lα), apatit (P Kα), $PbCO_3$ (Pb Mα).

Výsledky

Formy výskytu

Študované mangánové oxidy najčastejšie vytvárajú oceľovosivé až čierne substancie na stenách jaskyne (vz. SPH-7, 7/1), miestami však plynule prechádzajú do vnútorných častí jaskynného sedimentu, resp. vypĺňajú intersticiálne priestory medzi zrnami alochtónneho pôvodu, ktoré cementujú (obr. 2a). Spojivo má dvojaký charakter – býva nekompaktné, sypké (vz. SPH-7/2) alebo nadobúda vlastnosti cementu s vyšším stupňom litifikácie (vz. SPH-7/3). Vo všeobecnosti majú študované mangánové oxidy nízky stupeň kryštalinity. Tvoria zemité agregáty s polokovovým až matným leskom. Litifikovaný cement má výrazný kovový lesk (obr. 2b).

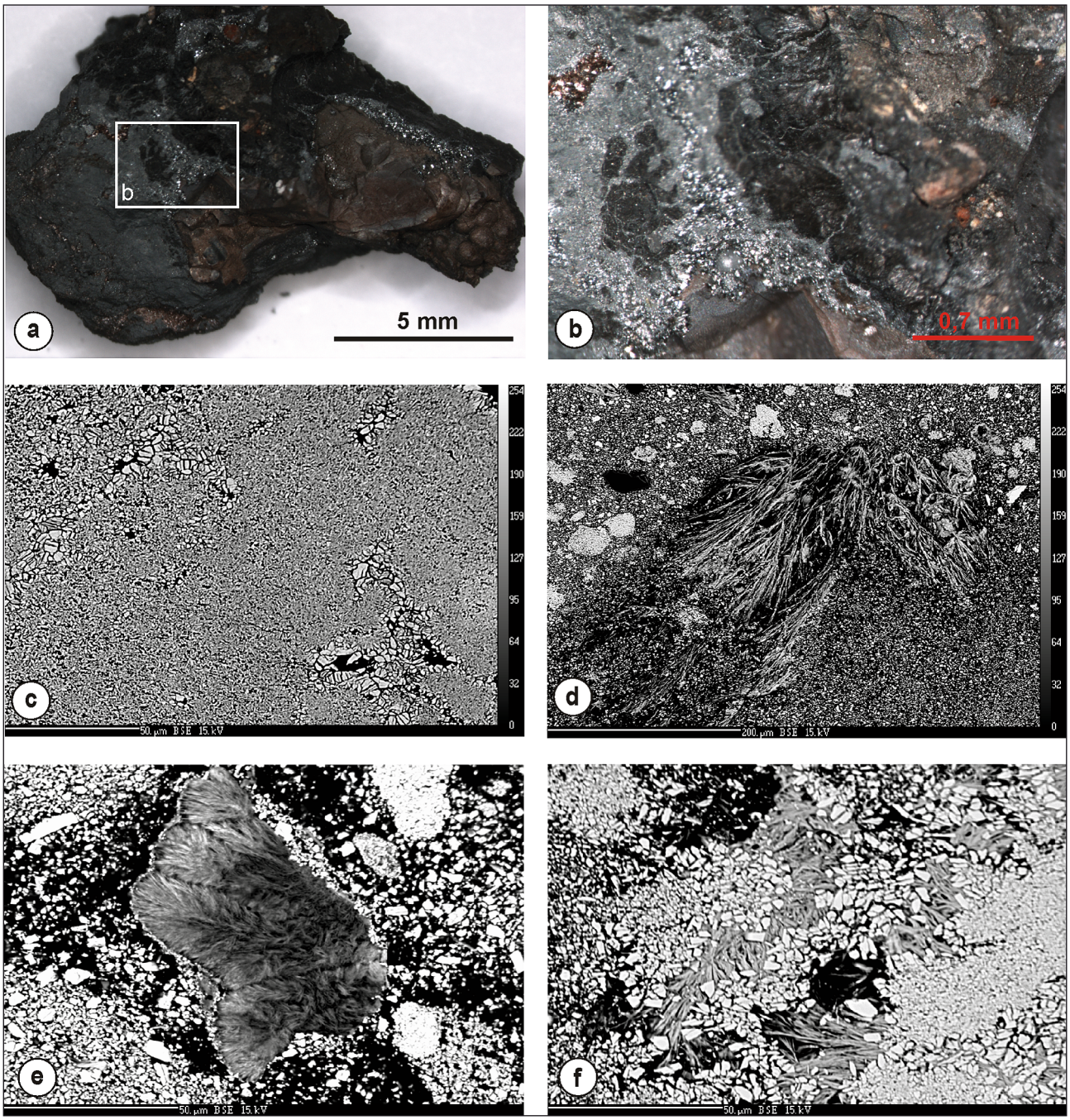
Rtg. difrakčná analýza

Vo všetkých skúmaných vzorkách (SPH-7, SPH-7/1-3) je dominantným minerálom Mn pyroluzit (tab. 1), ktorého mriežkové parametre sú v dobrej zhode s publikovanými údajmi (tab. 2). Ďalší významný Mn minerál identifikovaný pomocou práškovej rtg. difrakčnej analýzy je ranciéit (tab. 3). V dôsledku zvýšenia pozadia vplyvom fluorescencie Fe a Mn pri použití Cu antikatódy boli identifikované iba dve najvyššie maximá (001 a 002) ranciéitu, no prítomnosť ranciéitu sa potvrdila aj elektrónovou mikroanalýzou (tab. 4). Prítomnosť amorfnej fázy sa nepreukázala, menšia štruktúrna usporiadanosť oxidov Mn sa mohla prejaviť zväčšenou hodnotou šírky maxím v polovici výšky (FWHM) – 0,3 – 0,7° pre pyroluzit a 0,25 – 0,30° pre ranciéit.

Rtg. difrakčnou analýzou sa v mangánových substanciách potvrdila aj prítomnosť hydrooxidov Fe (goethit, vz. SPH-7a; Bónová et al., 2008a). Ako klastická (splavená) prímes sa vyskytoval kremeň.

Termická diferenciálna analýza (DTA)

Derivatogram (obr. 3) poukázal na prítomnosť prvého výraznejšieho endotermického efektu indikujúceho tepelný rozklad oxidu Mn pri teplote 651 °C, druhý endoefekt sa objavil pri teplote 988 °C. Aj keď ide o zmes oxidov Mn, tieto teplotné údaje môžu poukazovať na rozklad pyroluzitu a uvoľňovanie kyslíka v intervale 600 – 700 °C a tvorbu Mn_3O_4 v teplotnom intervale 900 – 1 050 °C (Ivanova et al., 1974; Kulikov et al., 1985). Menej zreteľný endotermický efekt pri teplote 167 °C môže súvisieť



Obr. 2. a – Fe-Mn oxidy/hydroxidy tvoriace cement v spevnených sedimentoch; b – detail; c – f – BSE obrazy oxidov Mn – pyroluzitu (masívny a kryštalický) a ranciéitu (vlákna; vz. SPH-7).

Fig. 2. a – The cement in consolidated sediments formed by Fe-Mn oxyhydroxides; b – detail; c – f – BSE images of manganese oxides – pyrolusite (massive and crystalline) and ranciéite (fibres; sample SPH-7).

s uvoľňovaním vody zo štruktúry ranciéitu (Ivanova et al., l. c.; Bardossy a Brindley, 1978). Derivatogram je v dobrej zhode s publikovanými endoefektmi pyroluzitu. Keďže na priebeh krivky nemajú endoefekty ranciéitu výrazný vplyv, možno predpokladať dominantné zastúpenie pyroluzitu v študovaných mangánových substanciách.

Chemické zloženie

Výsledky chemických analýz poukazujú na heterogénne zloženie čiernych substancií. Prítomné sú hydroxidy Fe, dominujú však oxidy Mn – pyroluzit a ranciéit (tab. 4). Ranciéit vykazuje znížené sumy. Je to spôsobené

Tab. 1
Práškové rtg. difrakčné záznamy pyroluzitu vo vzorkách SPH-7 a SPH7/1 – 3 a ich porovnanie s publikovanými údajmi. (* – záznam z databázy PDF-4 00-024-0735, publikovaný v National Bureau of Standards, 1972).
Comparison of X-ray powder diffraction data of pyrolusite in the samples SPH-7 and SPH7/1 – 3 samples with published data. (* – record from PDF-4 00-024-0735 database, published in National Bureau of Standards, 1972).

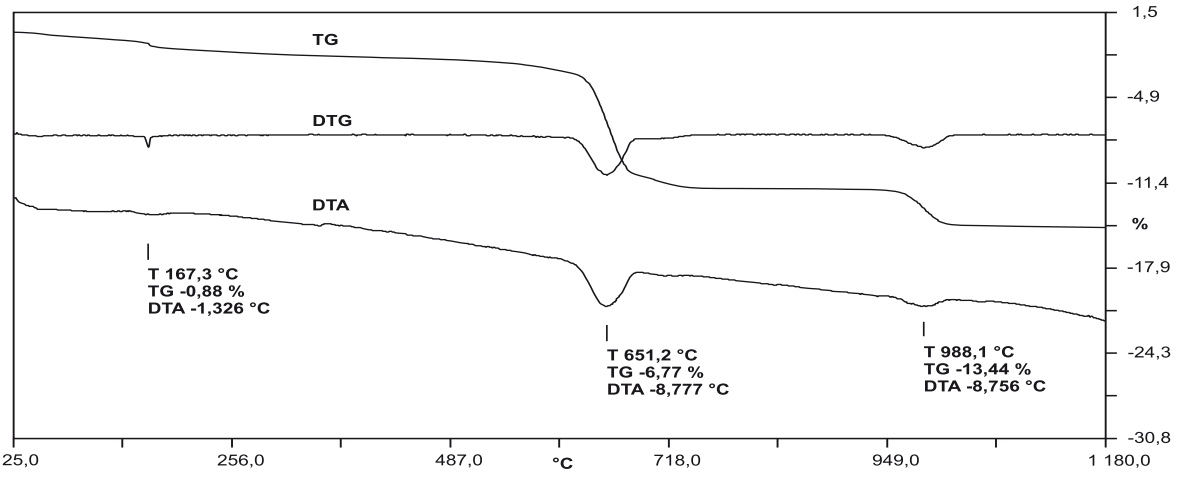
			SPH-7		SPH-7/1		SPH-7/2		SPH-7/3		PDF-4 00-024-0735*	
			d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)
1	1	0	3,117 41	100	3,117 64	100	3,121 07	100	3,123 79	100	3,110 1	100
1	0	1	2,403 41	60	2,408 17	75	2,407 22	62	2,410 05	77	2,406 58	67
2	0	0	2,207 16	31	2,199 72	49	2,206 86	33	2,207 12	45	2,198 6	34
1	1	1	2,112 55	38	2,112 7	54	2,112 27	40	2,112 51	49	2,110 25	42
2	1	0	1,973 84	30	1,979 72	52	1,976 59	32	1,976 81	44	1,968 28	34
2	1	1	1,623 44	48	1,624 05	64	1,624 84	52	1,626 36	66	1,623 46	55
2	2	0	1,560 93	35	1,559 27	54	1,557 34	37	1,559 14	48	1,555 64	39
0	0	2	1,435 78	32	1,435 73	51	1,435 72	34	1,435 76	47	1,437 19	35
3	1	0	1,395 07	29					1,393 7	45	1,391 3	33
3	0	1	1,304 05	36	1,305 15	53	1,306 3	37	1,306 33	50	1,306 54	39

Tab. 2
Mriežkové parametre pyroluzitu vo vzorkách SPH-7 a SPH7/1 – 3 a ich porovnanie s publikovanými údajmi (* – záznam z databázy PDF-4 00-024-0735, publikovaný v National Bureau of Standards, 1972).
Lattice parameters of pyrolusite in SPH-7 and SPH7/1 – 3 compared with published data (* – record from PDF-4 00-024-0735 database, published in National Bureau of Standards, 1972).

	a Å	*c* Å	V Å^3
SPH-7	4,413 7(6)	2,870 9(8)	55,92(2)
SPH-7/1	4,409 3(7)	2,872 5(7)	55,85(2)
SPH-7/2	4,413 7(6)	2,871 2(6)	55,93(2)
SPH-7/3	4,416 2(12)	2,870 1(12)	55,97(12)
PDF-4 00-024-0735*	4,399 3(4)	2,874 1(4)	55,625 9(1)

Tab. 3
Práškové rtg. difrakčné záznamy ranciéitu vo vzorkách SPH-7 a SPH7/1 – 3 a ich porovnanie s publikovanými údajmi
Comparison of X-ray powder diffraction data of ranciéite in the samples SPH-7 and SPH7/1 – 3 samples with published data

			SPH-7		SPH-7/1		SPH-7/2		SPH-7/3		Ertl et al., 2005	
			d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)
0	0	1	7,541 65	100	7,539 76	100	7,561 65	100	7,492 8	100	7,485	100
0	0	2	3,755 72	77	3,743 3	79	3,767 23	78	3,731 87	83	3,742 5	84



Obr. 3. DTA/DTG/TG krivky oxidov Mn (vz. SPH-7).

Fig. 3. DTA/DTG/TG curves for manganese oxides (sample SPH-7).

Tab. 4
Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy pyroluzitu a ranciéitu z jaskyne Skalistý potok udané v hm. % a prepočítané na 1 (pyroluzit), resp. 5 katiónov (ranciéit), porovnané s publikovanými údajmi (*Bardossy a Bridley, 1978; **Kim, 1991).
Representative chemical microanalyses of the pyrolusite and ranciéite from the Skalistý potok Cave in wt.% calculated for 1 (pyrolusite) and 5 (ranciéite) cations, compared with published data (*Bardossy and Bridley, 1978; **Kim, 1991).

Vzorka/sample SPH-7	Pyroluzit (masívny)	Pyroluzit	Ranciéit	Ranciéit	Ranciéit	Ranciéit	*Ranciéit	**Ranciéit
P_2O_5	0,17	0,18	0,06	0,02	0,43	0,02	–	–
SiO_2	0,23	0,27	0,21	0,03	0,96	0,01	0,7	0,62
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	–
Al_2O_3	0,06	0,07	0,02	0,00	1,50	0,05	5,6	0,12
Fe_2O_3	0,18	0,17	0,12	0,08	15,09	0,20	2,9	0,12
MnO_2	96,87	99,91	71,99	64,72	57,78	73,13	64,8	75,04
MnO	–	–	–	–	–	–	3,0	3,31
MgO	0,01	0,00	0,20	0,08	0,38	0,05	0,32	0,16
ZnO	0,12	0,15	0,00	0,00	0,07	0,03	–	–
NiO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,33	0,03	–	–
BaO	0,00	0,04	0,10	0,19	0,73	0,13	–	–
SrO	0,04	0,08	0,02	0,02	0,01	0,00	tr.	–
PbO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,22	0,00	–	–
CaO	0,33	0,40	8,45	7,94	6,16	9,14	6,1	8,10
Na_2O	0,03	0,05	0,25	0,35	0,12	0,10	0,11	0,12
K_2O	0,02	0,01	0,67	0,27	0,22	0,29	0,12	0,26
iné	–	–	–	–	–	–	–	0,12
H_2O	–	–	–	–	–	–	13,69	12,62
Suma	98,09	101,33	82,10	73,72	84,04	83,18	97,35	100,50
P^{5+}	0,002	0,002	0,004	0,001	0,029	0,002	–	–
Si^{4+}	0,003	0,004	0,017	0,003	0,077	0,001	–	–
Ti^{4+}	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	–	–
Al^{3+}	0,001	0,001	0,002	0,000	0,140	0,005	–	–
Fe^{3+}	0,002	0,002	0,007	0,006	0,905	0,012	–	–
Mn^{4+}	0,983	0,981	4,089	4,097	3,181	4,122	–	–
Mg^{2+}	0,000	0,000	0,024	0,011	0,046	0,006	–	–
Zn^{2+}	0,001	0,002	0,000	0,000	0,004	0,002	–	–
Ni^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,002	–	–
Pb^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	–	–
Ba^{2+}	0,000	0,000	0,003	0,007	0,023	0,004	–	–
Sr^{2+}	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	–	–
Ca^{2+}	0,005	0,006	0,744	0,779	0,526	0,798	–	–
Na^{+}	0,001	0,001	0,039	0,062	0,019	0,016	–	–
K^{+}	0,000	0,000	0,070	0,031	0,022	0,030	–	–
Suma	1,000	1,000	5,000	5,000	5,000	5,000	–	–

prítomnosťou molekulovej vody, ktorej presný obsah ani presný kryštalochemický vzorec minerálu nebolo možné presne vykalkulovať, pretože nebol známy pomer Mn^{2+} a Mn^{4+}, rovnako ani pomer Fe^{2+} a Fe^{3+}. Stechiometrický pomer katiónov, ako aj predpokladaný obsah H_2O však zodpovedajú teoretickému vzorcu ranciéitu – $(Ca,Mn^{2+})Mn^{4+}{}_4O_9 \cdot 3H_2O$. V porovnaní s pyroluzitom je ranciéit obohatený o Na a K a čiastočne o Mg a Ba.

Masívny pyroluzit často rekryštalizuje, pričom tvorí kryštály s veľkosťou do 7 μm (obr. 2c). Oproti ranciéitu má vyššiu koncentráciu Sr a Zn. Zvýšený obsah rôznych katiónov (vrátane stopových prvkov) v oxidoch a hydroxidoch Mn je výsledkom ich výraznej sorpčnej schopnosti.

Chemické zloženie hydroxidov Fe poukazuje na pomerne vysoký obsah MnO_2 (~1,7 hm. %). V prípade prechodných Fe-Mn fáz je koncentrácia MnO_2 16,8 hm. % a Fe_2O_3 47,4 hm. %.

Diskusia a záver

Výsledky práškovej rtg. difrakčnej a chemickej analýzy potvrdili prítomnosť pyroluzitu a ranciéitu ako hlavného komponentu tvoriaceho čierne substancie dispergované na stenách jaskyne, často prechádzajúce do vnútorných častí spevnených sedimentov. Z hľadiska sukcesie oxidov Mn predpokladáme, že medzi prvými sa z roztoku vylúčil ranciéit, neskôr pri stúpajúcej hodnote pH prostredia a klesajúcom oxidačno-redukčnom potenciáli (Eh), t. j. v mierne oxidačnejšom prostredí kryštalizoval pyroluzit. Tento predpoklad však BSE štúdium nábrusového materiálu (obr. 2) jednoznačne nepotvrdilo. Na druhej strane, mierne stúpajúce hodnoty pH v podzemnej vode v oblasti Skalistého potoka uvádza Orvan (1996). Pyroluzit predstavuje najstabilnejšiu MnO_2 fázu v daných podmienkach v súlade s experimentálnymi prácami (napr. Bricker, 1965). Miernu zmenu v pH-Eh podmienkach pri kryštalizácii Fe-Mn oxidov môže indikovať mangán, ktorý sa vyzráža z roztoku až pri vyšších hodnotách pH ako železo (Bouška et al., 1980). Uvedenú postupnosť signalizuje sporadická prítomnosť prechodných Fe-Mn fáz v študovaných vzorkách a spomínané mierne stúpajúce hodnoty pH.

Výskyt mangánu v jaskynných priestoroch sa najčastejšie spája s jeho derivovaním z organického materiálu (pôdy, odumreté rastlinné zvyšky a pod.) na povrchu alebo zo samotných, dobre rozpustných karbonátov (vápencov,

prípadne kalcitových žíl) obohatených o Mn (Cílek a Fábry, 1989; Hill a Forti, 1997; Zimák et al., 2000). Následne býva transportovaný presakujúcou vodou do krasových dutín. Tam sa najčastejšie prostredníctvom baktérií (mikroorganizmov) z vysoko mobilného Mn^{2+} vytvorí nemobilná forma Mn^{4+}, viazaná v oxidoch a hydroxidoch. O bakteriálnom pôsobení pri tvorbe oxidov Mn nielen v jaskynnom prostredí existuje množstvo experimentálnych dôkazov (Schwiesfurth et al., 1980; Crerar et al., 1980; Tipping et al., 1984; Cílek et al., 1998; Bosák et al., 2002; Northup a Lavoie, 2001; Spilde et al., 2001, 2002, 2005). Proces a podmienky oxidácie mangánu za účasti baktérií v jaskynných priestoroch detailne opisujú Cílek a Fábry (1989), Northup a Lavoie (2001) a ďalší. Riečne sedimenty sú pre výskyt baktérií oxidujúcich Mn vhodným a bežným prostredím (Tebo et al., 2005). Zatiaľ však prítomnosť baktérií v jaskyni Skalistý potok nebola exaktne doložená.

Naproti tomu, Zimák et al. (2000) nevylučujú tvorbu Mn povlakov (priamu oxidáciu a ich zrážanie) na stenách jaskynných priestorov priamo z krasových podzemných vôd s voľnou hladinou po ich opadnutí, keď sa parametre pH-Eh na styku s atmosférou môžu výrazne meniť (narastať). Alternatívou k biogénnej oxidácii mangánu je teda jeho chemická oxidácia. Najdôležitejšou podmienkou chemickej oxidácie je prítomnosť cirkulujúceho vzduchu alebo rýchle zásobovanie presakujúcej vody kyslíkom (Bricker, 1965). Chemická oxidácia Mn^{2+} sa uplatňuje najmä v prostredí s vysokým pH (pH > 8,5, Morgan a Stumm, 1965, resp. pH > 10, Dubinina, 1980). V prípade podzemných vôd cirkulujúcich v oblasti mezozoických (karbonátových) sedimentov Západných Karpát sa hodnota pH pohybuje okolo 8 (Rapant et al., 1996). V oblasti prameňa Skalistý potok je pH ~ 7,7, pH podzemnej vody získanej z vrtov situovaných v priestore Skalistého potoka sa pohybuje v intervale 7,27 – 7,52 (Orvan, 1996). Na základe experimentov rýdzo anorganický spôsob precipitácie mangánu vedie k príliš nízkej koncentrácii Mn (Dorn, 2007).

Vyzrážanie oxidov Fe a Mn v jaskynných priestoroch môže lokálne nastať účinkom slabej kyseliny sírovej na ílové minerály (Palmer, 2007). Obmedzená tvorba kyseliny môže súvisieť s lokálnym znížením pH. Za jej zdroj sa obyčajne považuje oxidácia sulfidu (napr. pyritu). Lokálny výskyt tohto javu úzko súvisí s rýchlou neutralizáciou kyseliny karbonátovým podložím.

Mangánové povlaky v jaskyni Skalistý potok obsahujú množstvo drobných obliakov alochtónneho kremeňa signalizujúcich splach (redepozíciu) z povrchu. Okrem kremeňa sa elektrónovým mikroanalyzátorom identifikoval najmä plagioklas a sericit. Na tomto základe predpokladáme kryštalizáciu mangánových oxidov z infiltrujúcich roztokov bohatých na Mn, ktoré môžu vznikať pri zvetrávacích procesoch karbonátov (Kashima, 1983; Cílek a Fábry, 1989), aj keď obsah mangánu (MnO) v mezozoických vápencoch Západných Karpát je v priemere 0,022 % (Marsina et al., 1999). Mierne obohatenie o mangán však môže byť výsledkom tvorby terra rossy, ktorá je na planinách Slovenského krasu bežná. Koncentrácia mangánu v pôdach (horizontoch A) v oblasti Jasovskej planiny je pomerne vysoká (0,088 – 0,151 % Mn; Čurlík a Šefčík, 1999). Nevylučujeme ani lokálnu tvorbu oxidov Mn z pôsobenia slabej kyseliny na ílové minerály vznikajúcej oxidáciou hojne sa vyskytujúceho pyritu v študovanej jaskyni (Bónová et al., 2008b).

Dôležitým faktom zostáva významné zastúpenie oxidov Mn a Fe (todorokit, pyroluzit, kryptomelán, goethit) v metamorfovaných mangánových karbonátovo-silikátových horninách (fylity, Mn karbonáty) staršieho paleozoika gemerika (Rojkovič, 2001). Predstavujú produkt zvetrávania stratiformných mangánových rúd. Pre genézu Mn-Fe oxidov v jaskyni Skalistý potok však tento zdroj nepovažujeme za reálny, pretože v danej forme a v súčasnej pozícii sú ťažko transportovateľné. Na druhej strane, celkom vylúčený nie je transport mobilnej formy mangánu (Mn^{2+}), pôvodne pochádzajúceho z niektorých typov hornín mladšieho paleozoika gemerika (napr. metamorfované vulkanoklastické sedimenty s obsahom MnO ~ 0,15 hm. %, Faryad, 1995a) alebo metabázických hornín príkrovu Bôrky (glaukofanity s obsahom MnO ~ 0,24 hm. %, Faryad, 1995b, resp. ~ 0,38 hm. %, Hovorka, 1972). Prítomnosť časti alochtónneho materiálu pochádzajúceho z uvedených hornín v študovanej jaskyni možno predpokladať aj na základe zistení zo štúdia ťažkých minerálov (Bónová et al., 2008b).

Poďakovanie. Práca vznikla s pomocou Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV VVCE-0033-07 a grantovej agentúry VEGA 1/0161/09. Ďakujeme Z. Hochmuthovi (ÚGE PF UPJŠ v Košiciach) za poskytnutie vzoriek a V. Kollárovej (ŠGÚDŠ v Bratislave) za vykonanie chemických mikroanalýz. P. Uherovi a D. Ozdínovi (PriF UK v Bratislave) ďakujeme za podnetné pripomienky, ktoré pomohli skvalitniť túto prácu.

Literatúra

Aubrecht, R., Mišík, M., Sýkora, M. & Šamajová, E., 1998: Kontroverzné bradlo czorsztynskej jednotky v Bolešovskej doline medzi Nemšovou a Pruským. *Miner. Slov. (Bratislava), 30, 431 – 442.*

Bardossy, G. & Brindley, G. W., 1978: Rancieite associated with a karstic bauxite deposits. *Amer. Mineralogist (Washington), 63, 762 – 767.*

Bónová, K., Derco, J. & Hochmuth, Z., 2008a: Mineralogické štúdium sedimentov jaskyne Skalistý potok (Slovenský kras). *Geograph. Cassoviensis, 1, 13 – 18.*

Bónová, K., Hochmuth, Z. & Derco, J., 2008b: Predbežné výsledky mineralogického štúdia fluviálnych sedimentov v jaskyni Skalistý potok (Slovenský kras). *Slov. Kras – Acta Carsol. Slov., (Liptovský Mikuláš), 46, 277 – 286.*

Bosák, P., Bella, P., Cílek, V., Ford, D. C., Hercman, H., Kadlec, J., Osborne, A. & Pruner, P., 2002: Ochtiná Aragonite Cave (Western Carpathians, Slovakia): Morphology, mineralogy of the fill and genesis. *Geol. Carpath. (Bratislava), 53, 399 – 410.*

Bouška, V., Jakeš, P., Pačes, T. & Pokorný, J., 1980: Geochemie. *Praha, Academia, 555 s.*

Bricker, O., 1965: Some stability relations in the system Mn-O_2-H_2O at 25° and one atmosphere total pressure. *Amer. Mineralogist (Washington), 50, 1 296 – 1 354.*

Bruker, 2008: DIFFRACplus EVA. – http://www.brukeraxs.com/eva.html.

Cílek, V. & Fábry, J., 1989: Epigenetické, manganem bohaté polohy v krasových výplních Zlatého koně v Českém krasu. *Čs. Kras (Praha), 40, 37 – 55.*

Cílek, V., Bosák, P., Melka, K., Žák, K., Langrová, A. & Osborne, A., 1998: Mineralogické výzkumy v Ochtinské aragonitové jeskyni. *Aragonit, 3, 7 – 12.*

Cílek, V., 2005: Jeskynné minerály a sedimenty. *In: Stankovič, V. & Cílek, V. (eds.): Krásnohorská jaskyňa Buzgó. Reg. rozvojová agentúra Rožňava, 96 – 105.*

Crerar, D. A., Fischer, A. G. & Plaza, C. L., 1980: Metallogenium and biogenic deposition of manganese from Precambrian to Recent time. *In: Varentsov, I. M. & Grasselly, Gy. (eds.): Geology and geochemistry of manganese. Budapest, Akadémiai Kiadó, 285 – 304.*

Čurlík, J. & Šefčík, P., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky, Časť V.: Pôdy. *Bratislava, MŽP SR, Výskumný ústav pôdoznalectva a ochrany prírody, 185 s.*

Dorn, R. I., 2007: Rock Varnish. *In: Nash, D. J. & McLaren, S. J. (eds.): Geochemical sediments and landscapes. Blackwell Publ., 246 – 297.*

Dubinina, G. A., 1980: The role of microorganisms in the formation of the Recent iron-manganese lacustrine ores. *In: Varentsov, I. M. & Grasselly, Gy. (eds.): Geology and geochemistry of manganese. Budapest, Akadémiai Kiadó, 305 – 326.*

Ertl, A., Pertlik, F., Prem, M., Post, J. E., Kim, S. J., Brandstätter, F. & Schuster, R., 2005: Ranciéite crystals from Friesach, Carinthia, Austria. *Eur. J. Mineral., 17, 163 – 172.*

Faryad, S. W., 1995a: Stanovenie P-T podmienok metamorfózy horninových komplexov Spišsko-gemerského rudohoria. *Miner. Slov. (Bratislava), 27, 9 – 19.*

Faryad, S. W., 1995b: Petrology and phase relations of low-grade high-pressure metasediments from the Meliata Unit (West Carpathians, Slovakia). *Eur. J. Mineral., 7, 71 – 87.*

Hill, C. A. & Forti, P., 1997: Cave minerals of the World. *Huntsville, National Speleological Society, 464 s.*

Hochmuth, Z., 1992: Novšie poznatky z prieskumu jaskyne Skalistý potok a morfológia častí objavených v rokoch 1989 – 1990. *Slov. Kras – Acta Carsol. Slov. (Martin), 30, 3 – 15.*

Hochmuth, Z., 1994: Skalistý potok – ďalší príklad divergencie podzemného toku. *Sprav. Slov. speleol. spol., 4, 15 – 17.*

Holland, T. J. B. & Redfern, S. A. T., 1997: Unit cell refinement from powder diffraction data: The use of regression diagnostics. *Min. Mag. (London), 61, 1, 65 – 77.*

Hovorka, D., 1972: Katalóg chemických analýz eruptívnych a metamorfovaných hornín kryštalinika, paleozoika a mezozoika Západných Karpát Slovenska a ich minerálov. *Náuka o Zemi, Sér. geol. (Bratislava), 6, 217 s.*

Hutňan, D., 2002: Skalistý potok najhlbšou a najdlhšou jaskyňou v Slovenskom krase. *Sprav. Slov. speleol. spol., 2, 4 – 6.*

Ivanova, V. P., Kasatov, B. K., Krasavina, T. N. & Rozinova, E. L., 1974: Termičeskij analiz mineralov i gornych porod. *Leningrad, Nedra, 399 s.*

Kashima, N., 1983: On the wad-minerals from the cavern environment. *Int. J. Speleol. (Weinheim), 13, 67 – 72.*

Kim, S. J., 1991: New characterization of takanelite. *Amer. Mineralogist (Washington), 76, 1 426 – 1 430.*

Kulikov, B. F., Zuev, V. V., Vajnšenker, I. A. & Mitenkov, G. A., 1985: Mineralogičeskij spravočnik technologa – obogatitelja. *Leningrad, Nedra, 264 s.*

Marsina, K., Bodiš, D., Havrila, M., Janák, M., Káčer, Š., Kohút, M., Lexa, J., Rapant, S. & Vozárová, A., 1999: Geochemický atlas Slovenskej republiky. Časť III: Horniny. *Bratislava, MŽP SR – GS SR, Vyd. D. Štúra, 135 s.*

Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D. & Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenského krasu 1 : 50 000. *Bratislava, MŽP SR – GS SR.*

Moravanský, D. & Orvošová, M., 2007: Súčasný stav poznatkov o mineráloch jaskýň Slovenska. *Miner. Slov. (Bratislava), 39, 203 – 216.*

Morgan, J. J. & Stumm, W., 1965: The role of mulvaleng metal oxides in limnological transformations as exemplified by iron and manganese. *In: Jaag, O. (ed.): Second Water Pollusion Research Conference, Vol. 1, New York, Pergamon Press, 103 – 131.*

National Bureau of Standards, 1972, *Monograph., 25, 10, 39.*

Northup, D. E. & Lavoie, K. H., 2001: Geomicrobiology of caves: A review. *Geomicrobiol. Journ., 18, 199 – 222.*

Orvan, J., 1996: Turňa nad Bodvou – Skalitý prameň, vrty HT-1, HT-2, hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 21 s.*

Orvošová, M. & Moravanský, D., 2008: Nové výskyty jaskynných minerálov v krase Nízkych Tatier – predbežné výsledky výskumu. *Sinter, 16, 9 – 14.*

Palmer, A. N., 2007: Cave geology. *Dayton, Cave Books, 454 s.*

Pauliš, P., Ševců, J., Kopista, J. & Zeman, M., 2003: Ranciéit z Malé Viesky u Košic. *Bull. mineral.-petrolog. odd. Nár. Muz. (Praha), 11, 209 – 210.*

Rapant, S., Vrana, K. & Bodiš, D., 1996: Geochemický atlas Slovenska. Časť I: Podzemné vody. *Bratislava, MŽP SR – GS SR, Vyd. D. Štúra, 127 s.*

Rojkovič, I., 2001: Early Paleozoic manganese ores in the Gemericum Superunit. Western Carpathians, Slovakia. *Geolines, 13, 34 – 41.*

Schwiesfurth, R., Jung, W. & Gundlach, H., 1980: Manganese-oxidizing microorganisms and their importance for the genesis of manganese ore deposits. *In: Varentsov, I. M. & Grasselly, Gy. (eds.): Geology and geochemistry of manganese. Budapest, Akadémiai Kiadó, Vol. III, 279 – 284.*

Spilde, M. N., Brearley, A. J. & Papike, J. J., 2001: Mn-oxide minerals from the terrestrial cave environment: Biomarkers for the search for live on Mars? *Lunar Planet. Sci., 32, 1 454.*

Spilde, M. N., Boston, P. J., Schelble, R. T. & Papike, J. J., 2002: Mineral precipitation by Mn-oxidizing microbes: Comparing natural and cultured Mn-minerals. *Lunar Planet. Sci., 32, 1 090 s.*

Spilde, M. N., Northup, D. E., Boston, P. J., Schelble, R. T., Dano, K. E., Crossey, L. J. & Dahm, C. N., 2005: Geomicrobiology of Cave ferromanganese deposits: A field and laboratory investigation. *Geomicrobiol. Journ., 22, 99 – 116.*

Tebo, B. M., Johnson, H. A., McCarthy, J. K. & Templeton, A. S., 2005: Geomicrobiology of manganese (II) oxidation. *Trends in Microbiol., 13, 421 – 428.*

Tipping, E., Thompson, D. W. & Davison, W., 1984: Oxidation products of Mn(II) in lake waters. *Chem. Geol., 44, 359 – 383.*

Zimák, J., Faimon, J. & Štelcl, J., 2000: Manganem bohaté povlaky na stěnách Císařské jeskyně (Moravský kras). *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999, 167 – 169.*

Rukopis doručený 2. 3. 2009
Revidovaná verzia doručená 24. 2. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Pyrolusite and ranciéite from the Skalistý potok Cave (Slovenský kras Mts., Eastern Slovakia)

Manganese oxyhydroxides from the Skalistý potok Cave form the iron grey to black substances situated on the cave walls or form the filling of the interstitial spaces between allochthonous grains. Two manganese oxides were identified by our study – the hydrated ranciéite and non-hydrated pyrolusite. Mineral identification by X-ray diffraction, differential thermal (DTA) analyses and chemical microanalyses suggests the pyrolusite

to be the dominant manganese phase. Pyrolusite is massive or crystalline. Ranciéite usually forms straight fibres. Ranciéite is enriched in Na, K and partly in Mg and Ba. The high Ca concentration is common in manganese minerals which are formed from carbonate waters in the cave environment. Pyrolusite and ranciéite are probably the product of dissolution of the initial carbonate material (e.g. terra rossa or another soil situated in the karst plateau), inputting into the cave by meteoric water.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 519 – 522
ISSN 0369-2086

Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2005 – 2008

DANIEL OZDÍN[1], PETER BAČÍK[2] a MARTIN ŠTEVKO[1]

[1]Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; ozdin@fns.uniba.sk
[2]Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra mineralógie a petrológie, SOLIPHA, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

New minerals approved by IMA and published in years 2005 – 2008

The contribution presents the list of new minerals approved by the Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification of the International Mineralogical Association in 2005 – 2008. Slovak names of minerals as well as their crystallochemical formula were approved by the Commission for Nomenclature and Terminology at Slovak Geological Society. The data in contribution are listed in following order: Slovak designation of the mineral, origin of its name, crystallochemical formula, crystallographic system, IMA number of the mineral approbation, shortened reference and the year of publishing.

Key words: new minerals, Slovak terminology, nomenclature

V priloženej tabuľke je zoznam nových minerálov schválených Komisiou pre nové minerály, nomenklatúru a klasifikáciu pri Medzinárodnej mineralogickej asociácii (CNMNC IMA – Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification of the International Mineralogical Association), ktoré boli publikované v rokoch 2005 – 2008. Slovenské názvy minerálov, ako aj kryštalochemické vzorce schválila Komisia pre nomenklatúru a terminológiu v mineralógii pri Slovenskej geologickej spoločnosti. Zoznam nadväzuje na publikáciu Ozdína a Uhera (2002) o slovenských názvoch mineráloch a na dodatky publikované v r. 2004 (Ozdín, 2004) a 2009 (Števko et al., 2009). V zozname nie sú zahrnuté nové názvy minerálov, ktoré boli premenované v rámci rôznych nových klasifikácií alebo pravidiel IMA. Väčšina minerálov a kryštalochemických vzorcov zaradených v zozname je prevzatá z oficiálneho zoznamu minerálov CNMNC IMA (Nickel a Nichols, 2009). V zozname sú postupne uvedené nasledujúce údaje: slovenský názov minerálu, pôvod názvu, kryštalochemický vzorec, kryštalografická sústava, číslo IMA, pod ktorým Medzinárodná mineralogická asociácia minerál schválila, skrátená citácia a rok publikovania.

Podobne ako v predchádzajúcich prácach (Ozdín, 2004; Števko et al., 2009), citácie minerálov v tomto príspevku nie sú súčasťou zoznamu literatúry, pretože ide o informatívny prehľadný zoznam, zameraný najmä na slovenskú terminológiu. Minerály sú usporiadané v zozname podľa abecedy spolu za všetky 4 roky spoločne.

Skratky použité v texte

Pôvod názvu: gr. – z gréčtiny, chem. – chemický, lat. – z latinčiny, m. – podľa mena osoby, ost. – ostatné (iný pôvod názvu), zem. – podľa názvu lokality.

Skratky kryštalografických sústav: hex. – hexagonálna, kub. – kubická, mon. – monoklinická, romb. – rombická, tetr. – tetragonálna, trig. – trigonálna, trikl. – triklinická.

Skratky časopisov (prípadne iných publikácií):

AF – Aufschluss, AGS – Acta Geologica Sinica, AJM – Australian Journal of Mineralogy, AM – American Mineralogist, BM – Boletín de Mineralogía (Mexico City), CM – Canadian Mineralogist, CSB – Chinese Science Bulletin, DAN – Doklady Akademii Nauk, EJM – European Journal of Mineralogy, IGC-PA – International Geological Congress, Program Abstracts, IGR – International Geology Review, JMPS – Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, MaM – Minerals and Museums, MJ – Mineralogical Journal, MM – Mineralogical Magazine, MP – Mineralogy and Petrology, MPO – Mineralogia Polonica, MR – Mineralogical Record, NDM – New Data on Minerals, NJMA – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, PCM – Physics and Chemistry of Minerals, ZRMO – Zapiski Rossijskogo Mineralogičeskogo Obščestva.

Literatúra

NICKEL, E. H. & NICHOLS, M. C., 2009: IMA/CNMNC List of Mineral Names. (www.MaterialsData.com).

OZDÍN, D., 2004: Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2001 – 2002. *Miner. Slov., 36, 3 – 4, 371 – 377.*

OZDÍN, D. & UHER, P., 2002: Slovenské názvy minerálov. Minerály schválené Medzinárodnou mineralogickou asociáciou do konca roku 2001. *ŠGÚDŠ, 204 s.*

ŠTEVKO, M., OZDÍN, D. & BAČÍK, P., 2009: Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2003 – 2004. *Miner. Slov., 41, 1, 73 – 82.*

Rukopis doručený 25. 1. 2010
Revidovaná verzia doručená 25. 1. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

Názov minerálu	Pôvod názvu	Kryštalochemický vzorec	Sústava	Č. IMA	Citácia	Rok
Abramovit	m.	$Pb_2SnInBiS_7$	trikl.	IMA2006-016	ZRMO 136, 45	2007
Allanit-(La)	m., chem.	$CaLaAl_2Fe^{2+}(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$	mon.	IMA2003-065	CM 44, 63	2006
Allanpringit	m.	$(Fe^{3+})_3(PO_4)_2(OH)_3{\cdot}5H_2O$	mon.	IMA2004-050	EJM 18, 793	2006
Allochalcoselit	gr., chem.	$Cu^{1+}(Cu^{2+})_5PbO_2(SeO_3)_2Cl_5$	mon.	IMA2004-025	ZRMO 134, 70	2005
Alloriit	m.	$(Na,K,Ca)_{29}(Si,Al)_{48}O_{96}(SO_4,Cl)_{5.6}{\cdot}n(CO_3,H_2O)$	trig.	IMA2006-020	ZEMO 136, 82	2007
Alpersit	m.	$(Mg,Cu^{2+})SO_4{\cdot}7H_2O$	mon.	IMA2003-040	AM 91, 261	2006
Alumino-magneziotaramit	chem., zem.	$Na_2CaMg_3Al_2(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$	mon.	IMA2006-024	AM 92, 1 400	2007
Aluminotaramit	chem., zem.	$Na_2Ca(Fe^{2+})_3Al_2(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$	mon.	IMA2006-023	AM 92, 1 428	2007
Andrejivanovit	m.	FeCrP	romb.	IMA2006-003	AM 93, 1 295	2008
Andrianovit	m.	$Na_{12}(K,Sr,Ce)_3Ca_6Mn_3Zr_3NbSi_{25}O_{73}(O,H_2O,OH)_5$	trig.	IMA2007-008	ZRMO 137, 43	2008
Aqualit	chem.	$(H_3O)_8Na_4Ca_6SrZr_3Si_{26}O_{66}(OH)_9Cl$	trig.	IMA2002-066	ZRMO 136, 39	2007
Ardennit-(V)	zem., chem.	$(Mn^{2+})_4(Al,Mg)Al_4(Si_5V)O_{22}(OH)_6$	romb.	IMA2005-037	EJM 19, 581	2007
Armbrusterit	m.	$Na_6K_5Mn^{3+}(Mn^{2+})_{14}(Si_9O_{22})_4(OH)_{10}{\cdot}4H_2O$	mon.	IMA2005-035	AM 92, 416	2007
Arrojadit-(KNa)	m., chem.	$KNa_3(CaNa_2)(Fe^{2+})_{13}Al(PO_4)_{11}(PO_3OH)(OH)_2$	mon.	IMA2005-047	AM 91, 1 260	2006
Arrojadit-(PbFe)	m., chem.	$PbFe^{2+}(CaNa_2)(Fe^{2+})_{13}Al(PO_4)_{11}(PO_3OH)(OH)_2$	mon.	IMA2005-056	AM 91, 1 260	2006
Arrojadit-(SrFe)	m., chem.	$SrFe^{2+}(CaNa_2)(Fe^{2+})_{13}Al(PO_4)_{11}(PO_3OH)(OH)_2$	mon.	IMA2005-032	AM 91, 1 260	2006
Arzenovanmeersscheit	chem., m.	$U(UO_2)_3(AsO_4)_2(OH)_6{\cdot}4H_2O$	romb.	IMA2006-018	AF 58, 159	2007
Atencioit	m.	$Ca_2(Fe^{2+})_3Mg_2Be_4(PO_4)_6(OH)_4{\cdot}6H_2O$	trikl.	IMA2004-041	NDM 41, 18	2006
Attikait	zem.	$Ca_3Cu_2Al_2(AsO_4)_4(OH)_4{\cdot}2H_2O$	romb.	IMA2006-017	ZRMO 136, 17	2007
Avdoninit	m.	$K_2Cu_5Cl_8(OH)_4{\cdot}H_2O$	mon.	IMA2005-046a	ZRMO 135, 38	2006
Barahonait-(Al)	m., chem.	$(Ca,Cu,Na,Fe^{3+},Al)_{12}Al_2(AsO_4)_8(OH,Cl){\cdot}nH_2O$	mon.	IMA2006-051	CM 46, 205	2008
Barahonait-(Fe)	m., chem.	$(Ca,Cu,Na,Fe^{3+},Al)_{12}(Fe^{3+})_2(AsO_4)_8(OH,Cl)_x{\cdot}nH_2O$	mon.	IMA2006-052	CM 46, 205	2008
Barioperovskit	chem., m.	$BaTiO_3$	romb.	IMA2006-040	AM 93, 154	2008
Birait-(Ce)	zem., chem.	$Ce_2Fe^{2+}Si_2O_7(CO_3)$	mon.	IMA2003-037	EJM 17, 715	2005
Birchit	m.	$Cd_2Cu_2(PO_4)_2(SO_4){\cdot}5H_2O$	romb.	IMA2006-048	AM 93, 910	2008
Bobtraillit	m.	$(Na,Ca)_{13}Sr_{11}(Zr,Y,Nb)_{14}Si_{42}B_6O_{132}(OH)_{12}{\cdot}12H_2O$	trig.	IMA2001-041	CM 43, 747	2005
Boromullit	chem., zem.	$Al_9BSi_2O_{19}$	romb.	IMA2007-021	EJM 20, 935	2008
Bortnikovit	m.	Pd_4Cu_3Zn	tetr.	IMA2006-027	GOD 49, 318	2007
Bouazzerit	zem.	$Bi_6Mg_{11}Fe_{14}(AsO_4)_{18}O_{12}(OH)_4{\cdot}86H_2O$	mon.	IMA2005-042	AM 92, 1 630	2007
Braithwaiteit	m.	$Na(Cu^{2+})_5(Sb^{5+}Ti^{4+})O_2(AsO_4)_4[AsO_3(OH)]_2{\cdot}8H_2O$	trikl.	IMA2006-050	JCCh 61, 15	2008
Britvinit	m.	$Pb_{15}Mg_9Si_{10}O_{28}(BO_3)_4(CO_3)_2O_2(OH)_{12}$	trikl.	IMA2006-031	ZRMO 136, 18	2007
Bussyit-(Ce)	m., chem.	$(Na,H_2O)_6(Ce,REE)_3Be_5MnSi_9(O,OH)_{30}F_4$	mon.	IMA2007-039	CM 47, 193	2009
Calvertite	m.	$Cu_5Ge_{0.5}S_4$	kub.	IMA2006-030	CM 45, 1 519	2007
Catamarcait	zem.	Cu_6GeWS_8	hex.	IMA2003-020	CM 44, 1 481	2006
Cepinit-Sr	m., chem.	$(Sr,Ba,K)(Ti,Nb)_2(Si_4O_{12})(O,OH)_2{\cdot}3H_2O$	mon.	IMA2004-008	NDM 40, 11	2005
Cleusonit	zem.	$Pb(U^{4+},U^{6+})(Fe^{2+})_2(Ti,Fe^{2+},Fe^{3+})_{18}(O,OH)_{38}$	trig.	IMA1998-070	EJM 17, 933	2005
Cloncurryit	zem.	$Cu_{0.5}(VO)_{0.5}Al_2(PO_4)_2F_2{\cdot}5H_2O$	mon.	IMA2005-060	AJM 13, 5	2007
Colimait	zem.	K_3VS_4	romb.	IMA2007-045	BM 18, 7	2008
Česnokovit	m.	$Na_2SiO_2(OH)_2{\cdot}8H_2O$	romb.	IMA2006-007	ZRMO 136, 25	2007
Čistjakovait	m.	$Al(UO_2)_2(AsO_4)_2F{\cdot}6{,}5H_2O$	mon.	IMA2005-003	DAN 406, 816	2006
Čivruajit	zem.	$Ca_4(Ti,Nb)_5(Si_6O_{17})_2(OH,O)_5{\cdot}13\text{-}14H_2O$	romb.	IMA2004-052	AM 91, 922	2006
Čuchrovit-(Nd)	m.	$Ca_3NdAl_2(SO_4)F_{13}{\cdot}12H_2O$	kub.	IMA2004-023	NDM 40, 5	2005
Čukanovit	m.	$Fe_2(CO_3)(OH)_2$	mon.	IMA2005-039	EJM 19, 891	2007
Dellaventurait	m.	$NaNa_2[Mg(Mn^{3+})_2LiTi^{4+}]Si_8O_{22}O_2$	mon.	IMA2003-061	AM 90, 304	2005
Demartinit	m.	K_2SiF_6	hex.	IMA2006-034	CM 45, 1 275	2007
Demicheleit-(Br)	m., chem.	BiSBr	romb.	IMA2007-022	AM 93, 1 603	2008
Dickinsonite-(KMnNa)	m., chem.	$K(NaMn)CaNa_3AlMn_{13}(PO_4)_{12}(OH)_2$	mon.	IMA2005-048	AM 91, 1 249	2006
Dingdaohengite-(Ce)	m.	$(Ce,La)_4Fe^{2+}(Ti,Fe^{2+},Mg,Fe^{3+})_2Ti_2Si_4O_{22}$	mon.	IMA2005-014	AM 93, 740	2008
Direnzoit	m.	$NaK_6MgCa_2(Al_{13}Si_{47})O_{120}{\cdot}36H_2O$	romb.	IMA2006-044	AM 93, 95	2008
Disakisit-(La)	gr., chem.	$CaLaAl_2MgSi_3O_{12}(OH)$	mon.	IMA2003-007	AM 90, 1 177	2005
Dovyrenit	zem.	$Ca_6ZrSi_4O_{14}(OH)_4$	romb.	IMA2007-002	MPO 38, 15	2007
Droninoit	zem.	$Ni_3Fe^{3+}Cl(OH)_8{\cdot}2H_2O$	trig.	IMA2008-003	ZRMO 137, 38	2008
Dualit	ost.	$Na_{30}(Ca,Na,Ce,Sr)_{12}(Na,Mn,Fe,Ti)_6Zr_3Ti_3MnSi_{51}O_{144}(OH,H_2O,Cl)_9$	trig.	IMA2005-019	ZRMO 136, 31	2007
Elsmoreit	zem.	$WO_3{\cdot}0{,}5H_2O$	kub.	IMA2003-059	CM 43, 1 061	2005
Epidot-(Sr)	gr., chem.	$CaSrFe^{3+}Al_2(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$	mon.	IMA2006-055	JMPS 103, 400	2008
Faizievit	m.	$Li_6K_2Na(Ca_6Na)Ti_4(Si_6O_{18})_2(Si_{12}O_{30})F_2$	trikl.	IMA2006-037	CM 46, 163	2008
Farneseit	zem.	$Na_{46}Ca_{10}(Si_{42}Al_{42})O_{168}(SO_4)_{12}{\cdot}6H_2O$	hex.	IMA2004-043	EJM 17, 839	2005
Feriwinchit	chem., m.	$\square CaNaMg_4Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$	mon.	IMA2004-034	ZRMO 134, 74	2005
Ferorosemaryit	chem., m.	$\square NaFe^{2+}Fe^{3+}Al(PO_4)_3$	mon.	IMA2003-063	EJM 17, 749	2005
Feroskutterudit	chem., zem.	$(Fe,Co)As_3$	kub.	IMA2006-032	DAN 417, 242	2007
Fluórarrojadit-(BaFe)	chem., m.	$Na_2CaBaFe^{2+}(Fe^{2+})_{13}Al(PO_4)_{11}(PO_3OH)F_2$	mon.	IMA2005-058a	AM 91, 1 260	2006
Fluórflogopit	chem., gr.	$KMg_3(Si_3Al)O_{10}F_2$	mon.	IMA2006-011	AM 92, 1 601	2007
Fluórkalciobritolit	chem., gr.	$(Ca_3Ce_2)[(SiO_4)_2(PO_4)]F$	hex.	IMA2006-010	EJM 19, 95	2007
Fluoro-alumino-magneziotaramit	chem., zem.	$Na_2CaMg_3Al_2(Si_6Al_2)O_{22}F_2$	mon.	IMA2006-025	AM 92, 1 428	2007
Fluoro-magneziohastingsit	chem., zem.	$NaCa_2(Mg_4Fe^{3+})(Si_6Al_2)O_{22}F_2$	mon.	IMA2005-002	EJM 18, 503	2006
Fluoro-natro-pedrizit	chem., zem.	$NaLi_2(Mg_2Al_2Li)Si_8Al_2O_{22}F_2$	mon.	IMA2004-002	AM 90, 732	2005
Fluoropargasit	chem., zem.	$NaCa_2(Mg_4Al)(Si_6Al_2)O_{22}F_2$	mon.	IMA2003-050	CM 43, 1 423	2005
Footemineit	zem.	$Ca_2(Mn^{2+})_5Be_4(PO_4)_6(OH)_4{\cdot}6H_2O$	trikl.	IMA2006-029	AM 93, 1	2008
Fosfohedyfán	chem., gr.	$Ca_2Pb_3(PO_4)_3Cl$	hex.	IMA2005-026	AM 91, 1 909	2006
Fosfoinnelit	chem., zem.	$Na_3Ba_4Ti_3Si_4O_{14}(PO_4)_2O_2F$	trik.	IMA2005-022	ZRMO 135, 52	2006
Fougèrit	zem.	$(Fe^{2+},Mg)_6(Fe^{3+})_2(OH)_{18}{\cdot}4H_2O$	trig.	IMA2003-057	CCM 55, 323	2007
Gabrielit	m.	$Tl_2AgCu_2As_3S_7$	trikl.	IMA2002-053	CM 44, 135	2006

Názov minerálu	Pôvod názvu	Kryštalochemický vzorec	Sústava	Č. IMA	Citácia	Rok
Gengenbachit	zem.	$KFe_3(H_2PO_4)_2(HPO_4)_4{\cdot}6H_2O$	trig.	IMA2001-003b	AF 58, 125	2007
Georgbarsanovit	m.	$Na_{12}(Mn,Sr,REE)_3Ca_6(Fe^{2+})_3Zr_3NbSi_{25}O_{76}Cl_2{\cdot}H_2O$	trig.	IMA2003-013	ZRMO 134, 47	2005
Gillardit	m.	$Cu_3NiCl_2(OH)_6$	trig.	IMA2006-041	AJM 13, 15	2007
Gjerdingenit-Ca	zem., chem.	$K_2Ca(Nb,Ti)_4(Si_4O_{12})_2(O,OH)_4{\cdot}6H_2O$	mon.	IMA2005-029	CM 45, 529	2007
Gjerdingenit-Na	zem., chem.	$(K,Na)_2Na(Nb,Ti)_4(Si_4O_{12})_2(O,OH)_4{\cdot}5H_2O$	mon.	IMA2005-030	CM 45, 529	2007
Golyševit	m.	$Na_{10}Ca_9Zr_3Fe_2SiNb(Si_3O_9)_2(Si_9O_{27})_2(OH)_3(CO_3){\cdot}H_2O$	trig.	IMA2004-039	ZRMO 134, 36	2005
Guanacoit	zem.	$Cu_2Mg_3(AsO_4)_2(OH)_4{\cdot}4H_2O$	mon.	IMA2003-021	AM 93, 501	2008
Guimarãesit	zem.	$Ca_2Zn_5Be_4(PO_4)_6(OH)_4{\cdot}6H_2O$	mon.	IMA2006-028	NDM 42, 11	2008
Haydeeit	zem.	$Cu_3Mg(OH)_6Cl_2$	trig.	IMA2006-046	NJMA 184, 39	2007
Hefaistosit	m.	$TlPb_2Cl_5$	mon.	IMA2006-043	CM 46, 701	2008
Heulandit-Ba	m., chem.	$NaBa_4(Si_{27}Al_9)O_{72}{\cdot}24H_2O$	mon.	IMA2003-001	EJM 17, 143	2005
Hingganit-(Ce)	zem., chem.	$BeCe(SiO_4)(OH)$	mon.	IMA2004-004	JMPS 102, 1	2007
Holfertit	m.	$(UO_2)_{1.75}Ca_{0.25}TiO_4{\cdot}3H_2O$	trig.	IMA2003-009	MR 37, 311	2006
Holtstamit	m.	$Ca_3Al_2(SiO_4)_2(OH)_4$	tetr.	IMA2003-047	EJM 17, 375	2005
Hundholmenit-(Y)	zem.	$(Y,REE,Ca,Na)_{15}(Al,Fe^{3+})Ca_x(As^{3+})_{1-x}(Si,As^{5+})Si_6B_3(O,F)_{48}$	trig.	IMA2006-005	MM 71, 179	2007
Hydroxylborit	chem.	$Mg_3(BO_3)(OH)_3$	hex.	IMA2005-054	ZRMO 136, 69	2007
Challacolloit	zem.	KPb_2Cl_5	mon.	IMA2004-028	NJMA 182, 95	2005
Chenguodait	m.	$Ag_9FeTe_2S_4$	romb.	IMA2004-042a	CSB 53, online	2008
Chopinit	m.	$Mg_3(PO_4)_2$	mon.	IMA2006-004	EJM 19, 229	2007
Jadarit	zem.	$LiNaSiB_3O_7(OH)$	mon.	IMA2006-036	EJM 19, 575	2007
Jahnsit-(NaFeMg)	m., chem.	$NaFe^{3+}Mg^2Fe^{3+}{}_2(PO_4)_4(OH)_2{\cdot}8H_2O$	mon.	IMA2007-016	AM 93, 940	2008
Jakovenčukit-(Y)	m., chem.	$K_3NaCaY_2(Si_{12}0_{30}){\cdot}4H_2O$	romb.	IMA-2006-002	AM 92, 1 525	2007
Jazganit	m.	$NaFe^{3+}{}_2(Mg,Mn^{2+})(AsO_4)_3{\cdot}H_2O$	mon.	IMA2003-033	EJM 17, 367	2005
Joosteit	m.	$Mn^{2+}Mn^{3+}(PO_4)O$	mon.	IMA2005-013	NJMA 184, 225	2007
Kalciopetersit	chem., m.	$CaCu_6(PO_4)_2(PO_3OH)(OH)_6{\cdot}3H_2O$	hex.	IMA2001-004	CM 43, 1 393	2005
Kalio-aluminotaramit	chem., zem.	$K(CaNa)Fe^{2+}{}_3Al_2(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$	mon.	IMA2007-015	EJM 20, 1 005	2008
Kalio-ferisadanagait	chem., m.	$KCa_2Fe^{2+}{}_3Fe^{3+}{}_2(Si_5Al_3)O_{22}(OH)_2$	mon.	IMA1997-035	CM 46, 151	2008
Kalio-feropargasit	chem., zem.	$KCa_2Fe^{2+}{}_4Al(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$	mon.	IMA2007-053	MaM 6, 44	2008
Kalio-magneziohastingsit	chem., zem.	$KCa_2Mg_4Fe^{3+}(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$	mon.	IMA2004-027b	ZVMO 135, 49	2006
Kapellasit	m.	$Cu_3Zn(OH)_6Cl_2$	trig.	IMA2005-009	MM 70, 329	2006
Karčevskyit	m.	$[Mg_{18}Al_{19}(OH)_{54}][Sr_2(CO_3,PO_4)_9(H_2O,H_3O)_{11}]$	trig.	IMA2005-015a	ZRMO 136, 52	2007
Karyochroit	gr.	$(Na,Sr)_3(Fe^{3+},Mg)_{10}Ti_2Si_{12}O_{37}(H_2O,O,OH)_{17}$	mon.	IMA2005-031	CM 44, 1 331	2006
Knasibfit	chem.	$K_3Na_4(SiF_6)_3(BF_4)$	romb.	IMA2006-042	CM 46, 447	2008
Kumdykolit	zem.	$NaAlSi_3O_8$	romb.	IMA2007-049	IGC-PA	2008
Kunatit	zem.	$CuFe^{3+}{}_2(PO_4)_2(OH)_2{\cdot}4H_2O$	mon.	IMA2007-057	AJM 14, 3	2008
Kupromakovickyit	chem., m.	$Cu_4AgPb_2Bi_9S_{18}$	mon.	IMA2002-058	CM 46, 503	2008
Kupropearceit	chem., m.	$Cu(Cu,Ag)_6Ag_9As_2S_{11}$	trig.	IMA2007-046	MM 71, 641	2007
Kupropolybazit	chem., gr.	$Cu(Cu,Ag)_6Ag_9(Sb,As)_2S_{11}$	trig.	IMA2008-004	MM 71, 641	2007
Kyrgyzstanit	zem.	$ZnAl_4(SO_4)(OH)_{12}{\cdot}3H_2O$	mon.	IMA2004-024	NDM 40, 23	2005
Lakargiit	zem.	$CaZrO_3$	romb.	IMA2007-014	AM 93, 1 903	2008
Lakebogait	zem.	$CaNaFe^{3+}{}_2H(UO_2)_2(PO_4)_4(OH)_2{\cdot}8H_2O$	mon.	IMA2007-001	AM 93, 691	2008
Lasalit	zem.	$Na_2Mg_2V_{10}O_{28}{\cdot}20H_2O$	mon.	IMA2007-005	CM 46, 1 365	2008
Lingunit	m.	$NaAlSi_3O_8$	tetr.	IMA2004-054	IGR 49, 854	2007
Luobusait	zem.	$Fe_{0.84}Si_2$	romb.	IMA2005-052a	AGS 80, 1 487	2006
Magneziopascoit	chem., zem.	$Ca_2MgV^{5+}{}_{10}O_{28}{\cdot}16H_2O$	mon.	IMA2007-025	CM 46, 679	2008
Malyševit	m.	$PdCuBiS_3$	romb.	IMA2006-012	NDM 41, 14	2006
Manganiandrosit-(Ce)	chem., zem.	$Mn^{2+}CeMn^{3+}AlMn^{2+}(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$	mon.	IMA2002-049	EJM 18, 569	2006
Mangazeit	zem.	$Al_2(SO_4)(OH)_4{\cdot}3H_2O$	trik.	IMA2005-021a	ZRMO 135, 20	2006
Marianoit	m.	$Na_2Ca_4(Nb,Zr)_2(Si_2O_7)_2(O,F)_4$	mon.	IMA2005-005a	CM 46, 1 023	2008
Marrucciit	m.	$Hg_3Pb_{16}Sb_{18}S_{46}$	mon.	IMA2006-015	EJM 19, 267	2007
Martyit	m.	$Zn_3V_2O_7(OH)_2{\cdot}2H_2O$	trig.	IMA2007-026	CM 46, 687	2008
Matioliit	m.	$NaMgAl_5(PO_4)_4(OH)_6{\cdot}2H_2O$	mon.	IMA2005-011	AM 91, 1 932	2006
Mazzit-Na	m., chem.	$Na_8(Al_8Si_{28})O_{72}{\cdot}30H_2O$	hex.	IMA2003-058	AM 90, 1 186	2005
Melliniit	m.	$(Ni,Fe)_4P$	kub.	IMA2005-027	AM 91, 451	2006
Menezesit	m.	$Ba_2MgZr_4BaNb_{12}O_{42}{\cdot}12H_2O$	kub.	IMA2005-023	AM 93, 81	2008
Meridianiit	ost.	$MgSO_4{\cdot}11H_2O$	trik.	IMA2007-011	PCM 35, 207	2008
Middendorfit	m.	$K_3Na_2Mn_5Si_{12}(O,OH)_{36}{\cdot}2H_2O$	mon.	IMA2005-028	ZRMO 135, 42	2006
Miessiit	zem.	$Pd_{11}Te_2Se_2$	kub.	IMA2006-013	CM 45, 1 221	2007
Mogovidit	zem.	$Na_9(Ca,Na)_6Ca_6Fe_2Zr_3{\square}Si_{25}O_{72}(CO_3)(OH)_4$	trig.	IMA2004-040	ZRMO 134, 36	2005
Munakatait	zem.	$Pb_2Cu_2(Se^{4+}O_3)(SO_4)(OH)_4$	mon.	IMA2007-012	JMPS 103, 327	2008
Mutnovskit	zem.	Pb_2AsS_3I	romb.	IMA2004-032	AM 91, 21	2006
Naldrettit	m.	Pd_2Sb	romb.	IMA2004-007	MM 69, 89	2005
Nalivkinit	m.	$Li_2NaFe^{2+}{}_7Ti_2Si_8O_{24}(OH)_4F$	trik.	IMA2006-038	CM 46, 651	2008
Nielsenit	m.	$PdCu_3$	tetr.	IMA2004-046	CM 46, 709	2008
Niksergievit	m.	$Ba_2Al_3(Si,Al)_4O_{10}(CO_3)(OH)_6{\cdot}nH_2O$	mon.	IMA2002-036	AM 90, 1 163	2005
Nioboeschynit-(Y)	chem., gr.	$(Y,REE,Ca,Th,Fe)(Nb,Ti,Ta)_2(O,OH)_6$	romb.	IMA2003-038a	CM 46, 395	2008
Niveolanit	lat.	$NaBe(CO_3)(OH){\cdot}2H_2O$	tetr.	IMA2007-032	CM 46, 1 343	2008
Numanoit	m.	$Ca_4CuB_4O_6(OH)_6(CO_3)_2$	mon.	IMA2005-050	CM 45, 403	2007
Oftedalit	m.	$KSc_2Be_3Si_{12}O_{30}$	hex.	IMA2003-045a	CM 44, 943	2006
Olmiit	m.	$CaMnSiO_3(OH)_2$	romb.	IMA2006-026	MM 71, 193	2007
Osakait	zem.	$Zn_4(SO_4)(OH)_6{\cdot}5H_2O$	trik.	IMA2006-049	CM 45, 1 511	2007
Ottensit	m.	$Na_3(Sb_2O_3)_3(SbS_3){\cdot}3H_2O$	hex.	IMA2006-014	MR 38, 77	2007

Názov minerálu	Pôvod názvu	Kryštalochemický vzorec	Sústava	Č. IMA	Citácia	Rok
Oxykinoshitalit	chem., m.	$BaMg_2Ti^{4+}O_2(Si_2Al_2)O_{10}$	mon.	IMA2004-013	CM 43, 1 501	2005
Paarit	m.	$Cu_{1.7}Pb_{1.7}Bi_{6.3}S_{12}$	romb.	IMA2001-016	CM 43, 909	2005
Pachomovskyit	m.	$Co_3(PO_4)_2{\cdot}8H_2O$	mon.	IMA2004-021	CM 44, 117	2006
Parageorgbokiit	gr., m.	$Cu_5O_2(SeO_3)_2Cl_2$	mon.	IMA2006-001	CM 45, 929	2007
Paratooit-(La)	zem., chem.	$(La,Ca,Sr,Na)_6Cu(CO_3)_8$	romb.	IMA2005-020	MM 70, 131	2006
Parvo-mangano-edenit	gr., chem., zem.	$Na(CaMn)Mg_5(Si_7Al)O_{22}(OH)_2$	mon.	IMA2003-062	AM 91, 526	2006
Parvo-manganotremolit	gr., chem., zem.	$□(CaMn)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	mon.	IMA2004-045	AM 91, 526	2006
Parwanit	zem.	$NaMg_4Al_8(PO_4)_8(CO_3)(OH)_7{\cdot}30H_2O$	mon.	IMA1986-036a	AJM 13, 23	2007
Pattersonit	m.	$PbFe_3(PO_4)_2(OH)_5{\cdot}H_2O$	trikl.	IMA2005-049	EJM 20, 281	2008
Pauflerit	m.	$VO(SO_4)$	romb.	IMA2005-004	CM 45, 921	2007
Pautovit	m.	$CsFe_2S_3$	romb.	IMA2004-005	CM 43, 965	2005
Pertlikit	m.	$K_2(Fe^{2+},Mg)_2(Mg,Fe^{3+})_4Fe^{3+}{}_2Al(SO_4)_{12}{\cdot}18H_2O$	tetr.	IMA2005-055	CM 46, 661	2008
Piergorit-(Ce)	m., chem.	$Ca_8Ce_2AlLi□Si_6B_8O_{36}(OH)_2$	mon.	IMA2005-008	AM 91, 1 170	2006
Pittongit	zem.	$(Na,H_2O)_{0.7}(W,Fe^{3+})(O,OH)_3$	hex.	IMA2005-034a	CM 45, 857	2007
Plumboagardit	chem., m.	$(Pb,REE,Ca)Cu_6(AsO_4)_3(OH)_6{\cdot}3(H_2O)$	hex.	IMA2003-031a	NJMA 181, 219	2005
Podlesnoit	m.	$BaCa_2(CO_3)_2F_2$	romb.	IMA2006-033	MR 39, 137	2008
Poppiit	m.	$Ca_2(V^{3+},Fe^{3+},Mg)V^{3+}{}_2(Si,Al)_3(O,OH)_{14}$	mon.	IMA2005-018	AM 91, 584	2006
Proščenkoit-(Y)	m., chem.	$(Y,REE,Ca,Na,Mn)_{15}Fe^{2+}Ca(P,Si)Si_6B_3(O,F)_{48}$	trig.	IMA2008-007	MM 72, 1 071	2008
Pumpellyit-(Al)	m., chem.	$Ca_2Al_3(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)_2{\cdot}H_2O$	mon.	IMA2005-016	EJM 19, 247	2007
Qaqarssukit-(Ce)	zem., chem.	$BaCe(CO_3)_2F$	trig.	IMA2004-019	CM 44, 1 137	2006
Ramanit-(Cs)	m., chem.	$CsB_5O_8(OH)_4{\cdot}2H_2O$	mon.	IMA2007-007	AM 93, 1 034	2008
Ramanit-(Rb)	m., chem.	$RbB_5O_8(OH)_4{\cdot}2H_2O$	romb.	IMA2007-006	AM 93, 1 034	2008
Rascvetajevit	m.	$Na_{27}K_8Ca_{12}Fe_3Zr_6Si_{52}O_{144}(O,OH,H_2O)_6Cl_2$	trig.	IMA2000-028	ZRMO 135, 49	2006
Redgillit	zem.	$Cu_6SO_4(OH)_{10}{\cdot}H_2O$	mon.	IMA2004-016	MM 69, 973	2005
Réniit	chem.	ReS_2	trikl.	IMA1999-004a	ZRMO 134, 32	2005
Riomarinait	zem.	$BiSO_4(OH){\cdot}H_2O$	mon.	IMA2000-004	AF 56, 53	2005
Rouxelit	m.	$Cu_2HgPb_{22}Sb_{28}S_{64}(O,S)_2$	mon.	IMA2002-062	CM 43, 919	2005
Rudaševskyit	m.	(Fe,Zn)S	kub.	IMA2005-017	AM 93, 909	2008
Ruifrancoit	m.	$Ca_2(□,Mn)_2(Fe^{3+},Mn,Mg)_4Be_4(PO_4)_6(OH)_6{\cdot}4H_2O$	mon.	IMA2005-061a	CM 45, 1 263	2007
Salzburgit	zem.	$Pb_{1.6}Cu_{1.6}Bi_{6.4}S_{12}$	romb.	IMA2000-044	CM 43, 909	2005
Samarskit-(Yb)	m., chem.	$YbNbO_4$	mon.	IMA2004-001	CM 44, 1 119	2006
Sanrománit	m.	$Na_2CaPb_3(CO_3)_5$	hex.	IMA2006-009	NJMM 183, 117	2007
Santarosait	zem.	CuB_2O_4	tetr.	IMA2007-013	NJMM 185, 27	2008
Sažinit-(La)	m., chem.	$Na_3CeSi_6O_{15}{\cdot}2H_2O$	romb.	IMA2002-042a	MM 70, 405	2006
Seifertit	m.	SiO_2	romb.	IMA2004-010	EJM 20, 523	2008
Selenojalpait	chem., zem.	Ag_3CuSe_2	tetr.	IMA2004-048	CM 43, 1 373	2005
Selenopolybazit	chem., gr.	$[(Ag,Cu)_6(Sb,As)_2(S,Se)_7][Ag_9Cu(S,Se)_2Se_2]$	trig.	IMA2006-053	CM 45, 1 525	2007
Senkevičit	m.	$CsKNaCa_2TiOSi_7O_{18}(OH)$	trikl.	IMA2004-017	NDM 40, 17	2005
Scheuchzerit	m.	$Na(Mn,Mg)_9[VSi_9O_{28}(OH)](OH)_3$	trikl.	IMA2004-044	AM 91, 937	2006
Schlegelit	m.	$Bi_7O_4(MoO_4)_2(AsO_4)_3$	romb.	IMA2003-051	EJM 18, 803	2006
Simferit	zem.	$Li(Mg,Fe^{3+},Mn^{3+})_2(PO_4)_2$	romb.	IMA1989-016	MJ 27, 2, 112	2006
Skorpionit	zem.	$Ca_3Zn_2(PO_4)_2CO_3(OH)_2{\cdot}H_2O$	mon.	IMA2005-010	EJM 20, 271	2008
Sokolovait	m.	$CsLi_2AlSi_4O_{10}F_2$	mon.	IMA2004-012	NDM 41, 5	2006
Stavelotit-(La)	zem., chem.	$La_3Mn^{2+}{}_3Cu(Mn^{3+},Fe^{3+},Mn^{4+})_{26}(Si_2O_7)_6O_{30}$	trig.	IMA2004-014	EJM 17, 703	2005
Stornesit-(Y)	zem., chem.	$(Y,Ca)□_2Na_6(Ca,Na)_8(Mg,Fe)_{43}(PO_4)_{36}$	trig.	IMA2005-040	AM 91, 1 412	2006
Struvit-(K)	m., chem.	$KMgPO_4{\cdot}6H_2O$	romb.	IMA2003-048	EJM 20, 629	2008
Sugakiit	m.	$Cu(Fe,Ni)_8S_8$	tetr.	IMA2005-033	CM 46, 263	2008
Šreinit	m.	$Pb(UO_2)_4(BiO)_3(PO_4)_2(OH)_7{\cdot}4H_2O$	kub.	IMA2004-022	NJMM 184, 197	2007
Tassieit	zem.	$(Na,□)Ca_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+})_2(Fe^{2+},Mg)_2(Fe^{3+},Mg)_2(PO_4)_6{\cdot}2H_2O$	romb.	IMA2005-051	CM 45, 293	2007
Terlinguacreekit	zem.	$Hg^{2+}{}_3O_2Cl_2$	romb.	IMA2004-018	CM 43, 1 055	2005
Thermessait	gr., zem.	$K_2AlF_3(SO_4)$	romb.	IMA2007-030	CM 46, 693	2008
Uedait-(Ce)	m., chem.	$Mn^{2+}CeAl_2Fe^{2+}(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$	mon.	IMA2006-022	EJM 20, 261	2008
Ungavait	zem.	Pd_4Sb_3	tetr.	IMA2004-020	CM 43, 1 735	2005
Uramarsit	chem.	$(NH_4,H_3O)_2(UO_2)_2(AsO_4,PO_4)_2{\cdot}6H_2O$	tetr.	IMA2005-043	DAN 415A, 965	2007
Vanadiokarfolit	chem., gr.	$Mn^{2+}V^{3+}AlSi_2O_6(OH)_4$	romb.	IMA2003-055	EJM 17, 501	2005
Vavřínit	m.	Ni_2SbTe_2	hex.	IMA2005-045	CM 45, 1 213	2007
Västmanlandit-(Ce)	zem., chem.	$(Ce,La)_3CaAl_2Mg_2(Si_2O_7)(SiO_4)_3F(OH)_2$	mon.	IMA2002-025	EJM 17, 129	2005
Vihorlatit	zem.	$Bi_{24}Se_{17}Te_4$	trig.	IMA1988-047	EJM 19, 255	2007
Vurroit	m.	$Pb_{20}Sn_2(Bi,As)_{22}S_{54}Cl_6$	romb.	IMA2003-027	AM 93, 713	2008
Wakefieldit-(La)	m., chem.	$LaVO_4$	tetr.	IMA1989-035a	EJM 20, 1 135	2008
Waterhouseit	m.	$Mn^{2+}{}_7(PO_4)_2(OH)_8$	mon.	IMA2004-035	CM 43, 1 401	2005
Wilhelmramsayit	m.	$Cu_3FeS_3{\cdot}2H_2O$	romb.	IMA2004-033	ZRMO 135, 38	2006
Xieit	m.	$Fe^{2+}Cr_2O_4$	romb.	IMA2007-056	CSB 53, 3 341	2008
Xocolatlit	ost.	$Ca_2Mn^{4+}{}_2Te^{6+}{}_2O_{12}{\cdot}H_2O$	mon.	IMA2007-020	AM 93, 1 911	2008
Zhangpeishanit	m.	BaFCl	tetr.	IMA2006-045	EJM 20, 1 141	2008
Zinkalstibit	chem.	$Zn_2AlSb(OH)_{12}$	trig.	IMA1998-033	AM 92, 198	2007
Zinkclipscombit	chem., m.	$ZnFe^{3+}{}_2(PO_4)_2(OH)_2$	tetr.	IMA2006-008	ZRMO 135, 13	2006
Zinkolibethenit	chem., zem.	$CuZnPO_4OH$	romb.	IMA2003-010	MM 69, 145	2005
Zinkolivenit	chem., lat.	$CuZn(AsO_4)(OH)$	romb.	IMA2006-047	DAN 415A, 841	2007
Zoltaiit	m.	$BaV^{4+}{}_2V^{3+}{}_{12}Si_2O_{27}$	trig.	IMA2003-006	AM 90, 1 655	2005

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 41, č. 4

ŠGÚDŠ – ATNS

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra – oddelenie aplikovanej technológie nerastných surovín

State Geological Institute of Dionýz Štúr – Division of Applied Technology of Industrial Minerals

Efektívne ekologické využívanie nerastných surovín a technológie v prospech ochrany životného prostredia

Effective ecological use of raw material and technologies contributing to environmental protection

Ľubomír Tuček, Zoltán Németh, Ján Derco, Ľubica Kovaničová, Katarína Čechovská a Mária Marčeková

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Abstract: *The specialized division of Applied Technology of Industrial Minerals was established in 1973. Until recent it successfully solved more than 100 projects dealing with effective and economic elaboration of following industrial minerals: tourmaline-bearing raw material, bentonites, zeolites, diatomites, pumice tuffs, graphite, talc and magnesite, high-percentage limestones, quartzy sand, kaolin and other ceramic raw material. Concerning ores, the research was focussed on complex Cu-Fe-Sb-Ag ore, Sb-Au and Hg ores, Pb-Zn-Cu ore, W ore and ore containing Au, trace and precious metals.*

In the field of environmental geology the very positive results were achieved in decontamination of polluted water by means of the natural sorbents and in liquidation of CO_2 by carbonatization of other harmful waste material – asbestos-bearing ultramafic rocks, fly ash, slags or older ecologically unsuitable building material.

The methodology how to liquidate CO_2 using other waste material with simultaneous origin of the high-quality carbonates usable in industry (paper, rubber and chemical industry, paintings etc.) was optimized using the high pressure reactor Parr 4540, allowing to combine the temperature-pressure parameters, or to default the isothermic or isobaric reaction paths. The unique is also the possibility of the whole pH range (1 – 12) of reaction, being allowed by the zirconium reaction vessel.

Vytvorenie špecializovaného pracoviska aplikovanej technológie nerastných surovín v Geologickom prieskume, n. p., v roku 1973 bolo podmienené zistením osobitostí niektorých druhov nerastných surovín na Slovensku a potrebou ich komplexného technologického zhodnotenia a priemyselnej aplikácie.

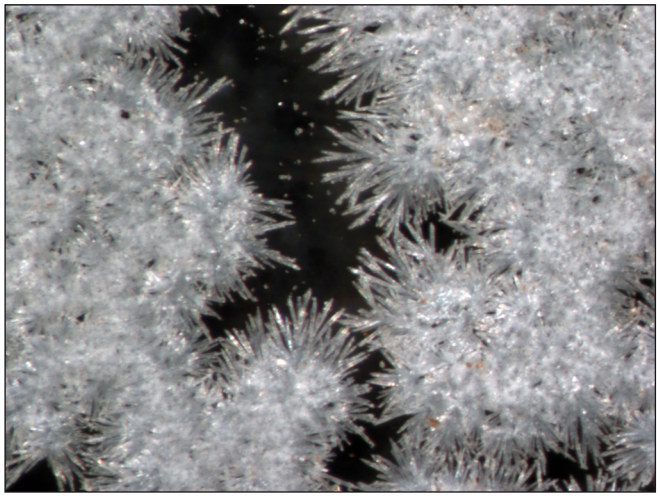
Počas niekoľkých desaťročí existencie pracovisko riešilo vyše 100 výskumných úloh technologického charakteru. Týkali sa najmä nerudných surovín – turmalínovcov, bentonitov, zeolitov, diatomitov, pemzových surovín, grafitu, talkovo-magnezitových hornín, vysokopercentných vápencov, kremenných pieskov a štrkopieskov, kaolínov a väzných keramických surovín. V oblasti problematiky rudných surovín bol výskum zameraný na komplexné Cu-Fe-Sb-Ag rudy, Sb-Au a Hg rudy, Pb-Zn-Cu rudy, W rudy a rudy obsahujúce Au, stopové a vzácne prvky a drahé kovy.

V priebehu ostatných desiatich rokov pracovisko v súlade s aktuálnymi požiadavkami environmentálnej geológie reaguje na potreby ochrany životného prostredia (predovšetkým ochrany vôd) pred kontaminujúcimi zložkami, a to formou testovania ekologických sorbentov na báze prírodných materiálov.

Od roku 2007 pracovisko úspešne zvládlo likvidáciu CO_2 z emisií metodikou minerálnej sekvestrácie so zneškodnením aj iných environmentálne škodlivých substancií – napr. ultramafických hornín z háld po ťažbe chryzotilového azbestu – a priemyselného odpadu – popolčeka, trosky či ekologicky nevhodných stavebných materiálov.

Obr. 1. Pracovníci ŠGÚDŠ – ATNS Ľ. Kovaničová, K. Čechovská a Ľ. Tuček v chemickom laboratóriu pri sorpčných skúškach. Foto Z. Németh.

Fig. 1. The ŠGÚDŠ – ATNS laboratorians Ľ. Kovaničová, K. Čechovská and Ľ. Tuček in the chemical laboratory performing sorption tests. Photo Z. Németh.



Obr. 3. Kalcit ako produkt reakcie CO_2 a popolčeka metódou karbonatizácie. Foto P. Bačo.

Fig. 3. Calcite being a product of CO_2 and fly ash reaction by the methodology of carbonatization. Photo P. Bačo.

Všetky technologické, environmentálne a iné špeciálne práce sa realizujú na **65 prístrojoch a zariadeniach** v laboratóriách prípravných prác, suchej a mokrej úpravy, gravitačnej, flotačnej a elektromagnetickej úpravy, chemickej úpravy, v laboratóriách odvodňovania, sušenia a termických procesov, v laboratóriu mikroskopovania, rtg. laboratóriu a v laboratóriu vysokotlakového reaktora.

Pracovisko, opierajúc sa o svoj odborný potenciál, dlhoročné skúsenosti a kvalitné prístrojové vybavenie, ponúka spoluprácu štátnym inštitúciám, akciovým spoločnostiam, spoločnostiam s r. o. či súkromným podnikateľom v nasledujúcich oblastiach:

Obr. 2. Časť technologických zariadení ŠGÚDŠ – ATNS využívaných pri laboratórnom výskume likvidácie CO_2 metodikou minerálnej sekvestrácie. Foto Z. Németh.

Fig. 2. Part of technological facilities of ŠGÚDŠ – ATNS, applied for laboratory research of CO_2 liquidation by the methodology of mineral sequestration. Photo Z. Németh.

Technologický výskum a úprava nerastných surovín

Táto oblasť zahŕňa nielen základný laboratórny výskum vlastností nerastných surovín, ale aj sekundárnych, odpadových, netradičných a špeciálnych materiálov až po ich modelové overovanie a aplikáciu:

– výskum podmienok a možností úpravy a praktického využitia hornín a surovín v rôznych odvetviach hospodárstva, kde sa vytvárajú produkty s vysokou pridanou hodnotou, a pri ochrane a tvorbe životného prostredia,

– výskum mineralogických, fyzikálnych, chemických a technologických vlastností úpravou a zušľachťovaním vlastností, zvyšovaním účinnosti, prípravou a testovaním produktov, hodnotením efektívnosti využitia a formou technicko-technologicko-ekonomického posudzovania.

Problematika ochrany a tvorby životného prostredia

Táto oblasť činnosti zahŕňa výskum surovín a hornín použiteľných na:

– ekologické sorbenty toxických a ťažkých prvkov a organických polutantov z vôd,

– úpravu pH vôd,

– zachytávanie $NH4^+$ iónov a amínov z vôd, fosfátov a rozliatych nebezpečných anorganických a organických kvapalín,

– náplne do statických a prietokových filtrov a ekologických čistiacich hmôt a stavebných liatych ekomateriálov,

– plnivá pri výrobe umelých hmôt, gumy a papiera a do ekologických náterových farieb a omietok.

V roku 2007 sa v ŠGÚDŠ – ATNS začal úspešný výskum likvidácie CO_2 metodikou minerálnej sekvestrácie (karbonatizácie) s využitím otáčavého nízkotlakového

reaktora a následne vysokotlakového reaktora PARR 4540. Vysokotlakový reaktor umožňuje ľubovoľne kombinovať teplotno-tlakové parametre či nastaviť izotermické alebo izobarické priebehy reakcií. Konštrukcia reaktora umožňuje aj miešanie suspenzií počas reakcie. Ovládanie reaktora môže byť plne manuálne alebo plne riadené digitálnou jednotkou s registráciou časového priebehu P-T-t parametrov reakcie a otáčok miešadla. Tlakovanie sa realizuje vysokovýkonným priemyselným kompresorom a boostovacím čerpadlom.

Experimentálne možnosti reaktora:

– maximálna prevádzková teplota 250 °C (limitná 350 °C),

– maximálny prevádzkový tlak 16,5 MPa (limitný 20,0 MPa),

– nastaviteľné otáčky miešadla 0 až 670 ot · min^{-1},

– v prípade potreby exotermických (endotermických) reakcií možnosť chladenia (ohrevu) suspenzie v reaktore,

– **aplikovanie pH reakcií v rozsahu od 1 do 12 je umožnené používaním reakčnej nádoby zo zirkónia** [v reakčnej nádobe možnosť úpravy pH použitím HCl, H_2SO_4, HNO_3, H_2CO_3, CH_3COOH, resp. NaOH, KOH, $Ca(OH)_2$ a Na_2CO_3],

– technicky unikátne riešenie umožňuje odber kvapalných vzoriek aj priamo počas vysokotlakového reakčného procesu.

Súčasný výskum v reaktore PARR 4540 je východiskom vytvárania technologických schém a realizačných projektov v modelovom, poloprevádzkovom a prevádzkovom meradle pre podniky, ktoré budú musieť znižovať emisie CO_2. V konečnom dôsledku bude príspevkom k zníženiu množstva priemyselného CO_2 emitovaného do ovzdušia, k spomaleniu globálneho otepľovania a k zníženiu množstva skladovaných odpadových materiálov priemyselných odvetví. Reaktor PARR 4540 má univerzálne využitie aj v experimentálnej mineralógii, petrológii a modelovaní geologických, geochemických a hydrotermálnych procesov. V tejto problematike sa rozbieha výskumná spolupráca s ústavmi SAV a špecializovanými pracoviskami univerzít.

Príklady úspešnej spolupráce:

U. S. Steel, s. r. o., Košice, GEO Slovakia, s. r. o., Košice, ENERGOGAZ, a. s., Košice, URANPRES, s. r. o, Spišská Nová Ves, VSK Mineral, s. r. o., Košice, Kremnická banská spoločnosť, s. r. o., Kremnica, KERKO, a. s. – LB Minerals, a. s., Košice, KOVOHUTY, a. s., Krompachy, ŽELBA, a. s., Spišská Nová Ves, ENVIGEO, s. r. o., Banská Bystrica, GEL, s. r. o. – Bel NOVAMANN, s. r. o., Turčianske Teplice, NERAST, s. r. o., Žilina, PROGEO, s. r. o., Žilina, DOLVAP, s. r. o., Varín, ALLDECO, s. r. o., Jaslovské Bohunice, SABAR, s. r. o., Markušovce, QUARK, s. r. o., Lučenec, QUALIFORM, s. r. o., Bratislava, PIDECO CGF, s. r. o., Košice, SILICON, s. r. o., Dobšiná, Vsl. ťažobná spoločnosť, s. r. o., Banská Bystrica, POWEL Anti, s. r. o., Prešov, ALAS Slovakia, s. r. o., Bratislava, VILLARD, združenie pre rekonštrukciu a opravu pamiatok Bratislava, HS – INGREAL, a. s., Košice, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského Bratislava, Prírodovedecká fakulta UPJŠ Košice, Univerzita veterinárskeho lekárstva Košice, Ústav geotechniky SAV Košice, Technická univerzita Košice, Česká geologická služba Praha.

SGK 2009

Spoločný geologický kongres Slovenskej geologickej spoločnosti a Českej geologickej spoločnosti

Joint Geological Congress of the Slovak Geological Society and the Czech Geological Society

Bratislava 30. 9. – 4. 10. 2009

Ladislav Šimon, Milan Kohút, Ľubica Iglárová a Zoltán Németh

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Abstract: *The contribution reports the Joint Geological Congress of the Slovak Geological Society and the Czech Geological Society held in Bratislava on 30. September – 4. October 2009. The scientific program, focussed on regional geology, stratigraphy, paleontology, applied geology, geoinformatics and geological survey by the remote sensing, geotourism, urbar geology and didactics in geology, has encompassed 111 contributions. The scientific sections were followed by the field excursions presenting geological phenomena in the Malé Karpaty Mts. The congress started a new tradition of joint congresses of both geological societies with planned two-years periodicity.*

Spoločný geologický kongres Slovenskej geologickej spoločnosti (SGS) a Českej geologickej spoločnosti (ČGS) sa uskutočnil v dňoch 30. 9. – 4. 10. 2009 v Bratislave. Bol to prvý spoločný kongres SGS a ČGS po vstupe Slovenskej republiky a Českej republiky do Európskej únie. Nasledoval po štyroch samostatných kongresoch Slovenskej geologickej spoločnosti, ktoré sa uskutočnili v Spišskej Novej Vsi (1995), v Bratislave (1997), v Banskej Štiavnici (2001) a na lokalite Medvedia hora pri Zemplínskej šírave (2005).

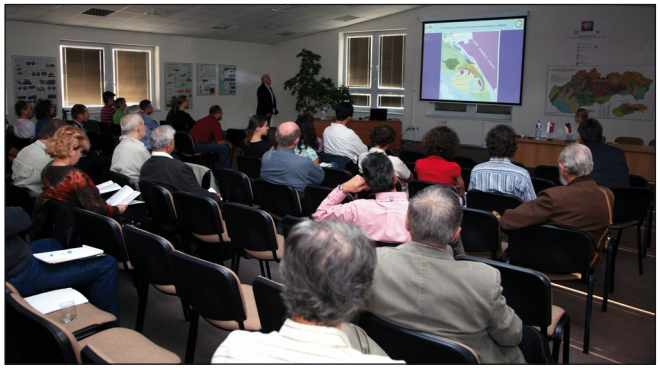
Garantmi kongresu za Slovensko boli Ľ. Hraško, D. Plašienka a J. Michalík, za Českú republiku Z. Venera, P. Kraft a V. Cílek. Členmi organizačného výboru za SGS boli

Obr. 1. Predsedníctvo Spoločného geologického kongresu počas otváracieho ceremoniálu. Zľava: L. Šimon – predseda SGS, P. Budil – predseda ČGS, M. Ryšavý – chargé d`affaires Českej republiky, M. Zachar – generálny riaditeľ sekcie GaPZ MŽP SR, V. Mráz – starosta mestskej časti Bratislava-Devínska Nová Ves, Z. Venera – riaditeľ Českej geologickej služby, Ľ. Hraško – riaditeľ ŠGÚDŠ. Foto L. Martinský.

Fig. 1. The presidency of the Joing Geological Congress during the opening ceremony. From the left: L. Šimon – chairman of SGS, P. Budil – chairman of ČGS, M. Ryšavý – chargé d`affaires of the Czech Republic, M. Zachar – general director of the GaPZ department in the Ministry of Environment of the Slovak Republic, V. Mráz – mayor of the town part Bratislava-Devínska Nová Ves, Z. Venera – director of the Czech Geological Survey and Ľ. Hraško – director of ŠGÚDŠ. Photo L. Martinský.

Obr. 2. Predseda SGS L. Šimon (vpravo) počas valného zhromaždenia SGS. Foto L. Martinský.

Fig. 2. The chairman of SGS L. Šimon (right) during the general assembly of SGS. Photo L. Martinský.



Obr. 3. Odborný program kongresu pozostával zo 111 prezentácií. Foto L. Martinský.

Fig. 3. The scientific program of the congress consisted of 111 presentations. Photo L. Martinský.

Obr. 4. Účastníci prehliadky paleontologickej lokality Sandberg. Foto Z. Németh.

Fig. 4. Participants of the excursion in the paleontological locality Sandberg. Photo Z. Németh.

L. Šimon – predseda, M. Kohút, P. Uher, Z. Németh, D. Ozdín, Ľ. Iglárová, I. Broska a J. Madarás. Organizačný výbor za ČGS tvorili P. Budil, M. Ivanov, K. Verner, M. Bubík, D. Buriánek, M. Kováčik a P. Tomanová Petrová.

Kongres bol organizovaný v závere Medzinárodného roku planéty Zem pod záštitou ministra životného prostredia SR. Reprezentoval vhodné fórum na obnovenie tradície spoločných stretnutí slovenských a českých geovedných pracovníkov, študentov, ako aj laických záujemcov o geológiu.

Vedecký a spoločenský program účastníkov kongresu sa uskutočnil v areáli Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Mlynskej doline 1 v Bratislave.

Kongres sa začal 30. 9. 2009 úvodnými prejavmi a zdravicami predsedu SGS Dr. Ladislava Šimona, predsedu ČGS Dr. Petra Budila, chargé d`affaires Českej republiky na Slovensku Dr. Martina Ryšavého, starostu MČ Bratislava-Devínska Nová Ves za mesto Bratislava Ing. Vladimíra Mráza, generálneho riaditeľa sekcie GaPZ MŽP SR Ing. Miroslava Zachara, riaditeľa GS ČR Dr. Zdeňka Veneru a riaditeľa ŠGÚDŠ Dr. Ľubomíra Hraška (obr. 1). Otvárací ceremoniál sa zakončil vystúpením talentovanej mladej huslistky Júlie Sojkovej. Nasledovali valné zhromaždenia Českej a Slovenskej geologickej spoločnosti (obr. 2). Vo večerných hodinách sa uskutočnila recepcia a neformálne diskusie účastníkov kongresu, ktoré trvali až do nočných hodín. Toto spoločenské podujatie bolo obohatené vystúpením folklórneho súboru Karpaty.

Program 1. 10. 2009 sa začal plenárnou sekciou s vyžiadanými prednáškami A. Špičáka a kol., M. Bielika a kol., M. Nováka, J. Michalíka a kol., V. Janouška a F. Holuba a M. Kohúta a kol.

Obr. 5. Chorvátsky dom v Devínskej Novej Vsi – kultúrne stredisko chorvátskej komunity na Slovensku. Zľava: L. Šimon – predseda SGS, F. Baňas – zástupca starostu mestskej časti, J. Cvečko – predseda kultúrneho zväzu Chorvátov na Slovensku. Foto Z. Németh.

Fig. 5. The Croatian House in the town part Devínska Nová Ves – Bratislava represents the cultural centre of Croatian community in Slovakia. From the left: L. Šimon – chairman of SGS, F. Baňas – the vice-mayor of the town part and J. Cvečko – chairman of the Cultural Association of Croatians in Slovakia. Photo Z. Németh.

Obr. 6. Terénna exkurzia po paleozoických lokalitách Malých Karpát – prezentácia kontaktných účinkov hercýnskych granitoidov typu I na devónske vulkanicko-sedimentárne horniny v oblasti Modry-Harmónie a Dolinkovského vrchu. Foto Z. Németh.

Fig. 6. One of the field trips was focussed on Paleozoic localities in the Malé Karpaty Mts. The presentation of the thermic effects of the Hercynian granitoids of I-type on Devonian volcano-sedimentary rocks in the areas Modra-Harmónia and Dolinkovský vrch. Photo Z. Németh.

Prezentácie počas kongresu 1. – 2. 10. 2009 sa uskutočnili v šiestich sekciách (obr. 3), ktoré boli zamerané na regionálnu geológiu, historickú geológiu, stratigrafiu a paleontológiu, aplikovanú geológiu, geoinformatiku a systémy DPZ, geoturistiku, urbárnu geológiu a didaktiku geológie. Prezentovaných bolo 111 príspevkov, ktoré boli publikované v zborníku abstraktov a exkurznom sprievodcovi (zostavili M. Kohút a L. Šimon).

Súčasťou kongresu bolo niekoľko geologických exkurzií. Prvá, zameraná na významné geologické lokality Devínskych Karpát, sa uskutočnila 2. 10. 2009 v popoludňajších hodinách po skončení prednáškovej časti konferencie. Jej organizátormi a hlavnými odbornými sprievodcami boli J. Michalík, J. Madarás, I. Baráth, J. Vlčko, P. Uher a P. Chudík. Počas návštevy hradu Devín boli popri geologických a krajinárskych pozoruhodnostiach prezentované aj zložité inžinierskogeologické charakteristiky hradného brala a výsledky monitoringu stabilitných parametrov (J. Vlčko). Na známych paleontologických lokalitách Waitov lom a Sandberg I. Baráth sumarizoval stratigraficko-paleontologické zistenia ostatných rokov (obr. 4). Záujemcovia o prehliadku odkryvov vzácnoprvkového granitového pegmatitu navštívili lokalitu Jezuitské lesy (P. Uher a P. Chudík). Obe exkurzie sa skončili v Devínskej Novej Vsi, kde v Chorvátskom dome v mene starostu MČ Bratislava-Devínska Nová Ves účastníkov prijal zástupca starostu JUDr. F. Baňas a predseda Kultúrneho zväzu Chorvátov na Slovensku Ing. J. Cvečko. Oboznámili účastníkov s minulosťou a súčasnosťou tejto miestnej časti Bratislavy (obr. 5). Spoločenské podujatie bolo spojené s občerstvením a vystúpením mládežníckeho súboru Grbačieta s ukážkami chorvátskeho folklóru.

Dve celodenné exkurzie dňa 3. 10. 2009 boli zamerané na kryštalinikum Malých Karpát (P. Uher, M. Kohút, I. Petrík a I. Broska; obr. 6) a ich mezozoické útvary (J. Michalík, M. Olšavský, D. Plašienka a M. Polák). Navštívilo sa 14 geologicky významných lokalít. Účastníci oboch exkurzií sa po ich absolvovaní stretli v reštaurácii U Matyšáka v Pezinku na záverečnej slávnostnej večeri a degustácii miestnych odrodových vín.

Pre záujemcov o kultúrne pamiatky Bratislavy sa dňa 3. 10. 2009 uskutočnila prehliadka historického centra Bratislavy a prezentácia rôznych typov hornín ako vhodného stavebného a dekoračného kameňa (D. Pivko).

Pozitívne reakcie účastníkov kongresu zdôrazňujú správnosť rozhodnutia organizovať geologické kongresy SGS a ČGS spoločne. Rozhodlo sa, že spoločné geologické kongresy sa budú odteraz organizovať každé dva roky, striedavo na Slovensku a v Čechách. Nasledujúci Spoločný geologický kongres pripraví Česká geologická spoločnosť v roku 2011 v okolí mesta Příbram.

Správa o činnosti Národného geologického komitétu Slovenskej republiky v rokoch 2005 – 2009

Report about activities of the National Geological Committee of the Slovak Republic in 2005 – 2009

Dušan Plašienka

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského Bratislava

Abstract: *The activities of the National Geological Committee of the Slovak Republic (NGK) in 2005 – 2009 are accounted by the chairman Dušan Plašienka. The contribution states the names of elected members for valuated period, the main aims of NGK, the main scientific events organized by NGK as well as the participation of Slovak geologists in UNESCO IGCP projects. The report emphasizes the events related to the International Year of Planet Earth (IYPE) and accompanied exhibition "The planet, we live on" in the Slovak National Museum in Bratislava. The representatives of NGK took part in 33. International Geological Congress in Oslo, Norway, in 2008.*

Súčasný Národný geologický komitét Slovenskej republiky (NGK) v súlade so štatútom zvolili účastníci valného zhromaždenia Slovenskej geologickej spoločnosti konaného pri príležitosti Kongresu SGS 2005 v júni 2005 na Zemplínskej šírave. Na prvej schôdzi novozvoleného NGK 24. augusta 2005 boli následne zvolené orgány NGK. Odvtedy až do súčasnosti pracoval NGK v tejto zostave:

– *predseda:* prof. RNDr. **Dušan Plašienka**, DrSc. (PriF UK Bratislava),

– *podpredseda:* RNDr. **Vladimír Bezák**, CSc. (ŠGÚDŠ Bratislava),

– *tajomník:* RNDr. **Igor Broska**, CSc. (GIÚ SAV Bratislava),

– *členovia:* prof. Ing. **Juraj Janočko**, CSc. (FBERG TU Košice), RNDr. **Ján Soták**, CSc. (GIÚ SAV Bratislava – Banská Bystrica), RNDr. **Jaroslav Lexa**, CSc. (ŠGÚDŠ, neskôr GIÚ SAV Bratislava), prof. RNDr. **Marián Putiš**, DrSc. (PriF UK Bratislava), RNDr. **Ladislav Šimon**, PhD. (predseda SGS), a RNDr. **Jozef Franzen**, PhD., a neskôr Ing. **Miroslav Zachar** (riaditelia sekcie geológie a prírodných zdrojov MŽP SR).

Na svoje štvorročné funkčné obdobie si NGK vytýčil tieto hlavné ciele:

- sprehľadnenie vzájomných vzťahov a zodpovednosti a zlepšenie komunikácie medzi rôznymi geologickými organizáciami na Slovensku, ktoré majú formálne či neformálne napojenia na zahraničné a medzinárodné geologické organizácie (napr. IGCP-UNESCO, SGS-AEGS, profesijné združenia);
- koordinácia aktivít pridružených organizácií IUGS; s týmto cieľom sa NGK rozhodol prizývať zástupcov týchto organizácií na všetky riadne schôdze NGK;
- NGK deklaroval záujem slovenskej geologickej komunity zúčastňovať sa na aktivitách v rámci *International Year of Planet Earth – IYPE* a podujal sa koordinovať tieto aktivity na národnej úrovni;
- založenie webovej stránky NGK;
- ďalšie úlohy vyplývajúce zo štatútu NGK.

NGK sa v uplynulom funkčnom období stretával dvakrát ročne, zväčša za účasti prizvaných reprezentantov pridružených organizácií IUGS. Na schôdzach sa prerokúvali aktuálne otázky činnosti NGK a slovenskej geologickej komunity vo vzťahu k IUGS a pridruženým organizáciám. Všetky tieto aktivity sú uvedené v ročných správach o činnosti NGK. Z týchto správ vyberáme niektoré podstatnejšie body:

Jedným z hlavných cieľov nového NGK bolo pripraviť a koordinovať slovenské aktivity v rámci Medzinárodného roku planéty Zem (IYPE). S týmto cieľom pripravil NGK deklaráciu o podpore Slovenska a záujme zúčastňovať sa na pripravovaných aktivitách. Zaslal ju jednak orgánom IUGS, jednak slovenským štátnym orgánom (MŽP, MZV a MŠ) so žiadosťou podporiť vyhlásenie roku Zeme v orgánoch OSN. Po tom, čo Valné zhromaždenie OSN vyhlásilo rok 2008 za Medzinárodný rok planéty Zem (s aktivitami presahujúcimi aj do rokov 2007 a 2009), bol na pôde NGK založený koordinačný tím pre IYPE pod vedením doc. RNDr. Jozefa Michalíka, DrSc. (predseda), a RNDr. Igora Brosku, CSc. (tajomník). Členmi tímu boli aj ďalší poprední slovenskí odborníci, ktorí zabezpečovali aktivity v rámci hlavných tém IYPE. Aktivity tohto tímu možno zhrnúť takto:

- **tlačová konferencia o IYPE na predsedníctve SAV** 27. februára 2007;
- **MEF Exhibition – *Dinosauria de la Patagonia*** (Aupark Shopping Centre 26. marca – 20. mája 2007);
- **relácia o IYPE v Rádiu Devín**, J. Michalík v máji 2007;
- **konferencia v Banskej Bystrici pri príležitosti otvorenia festivalu Envirofilm** 27. mája 2007, príspevky o IYPE v Enviromagazíne (I. Broska, J. Michalík, S. Rapant);
- **Volcano 2007**; exkurzia na Sicíliu 28. septembra až 14. októbra 2007;
- **Predvianočný seminár SGS** 13. decembra 2007 – **slávnostné otvorenie IYPE** na Slovensku;
- **tlačová konferencia** po slávnostnom otvorení

IYPE v Paríži (15. apríla 2008) – Š. Luby, J. Lexa, J. Michalík, I. Broska, S. Jeleň, I. Túnyi;

° **informačné články a rozhovory** v časopisoch Literárny týždenník, Kozmos a Quark;

° **interview** v Slovenskom rozhlase a televízii (J. Michalík, I. Broska, J. Vozár, J. Lexa);

° **exkurzia** za krásami slovenských sopiek a banskou históriou pre študentov a žiakov (napr. 25. 10. 2008) pod odborným vedením S. Jeleňa;

° **úvodné prednášky o IYPE** v Múzeu slovenského krasu v Liptovskom Mikuláši a v Slovenskom národnom múzeu v Bratislave (D. Hovorka);

° **informatívne prednášky o IYPE** pre stredoškolských študentov na pôde Ministerstva zahraničných vecí SR, november 2008 (D. Hovorka, J. Michalík);

° najdôležitejšou slovenskou akciou v rámci IYPE bola veľká (500 m^2) výstava ***Planéta, na ktorej žijeme*** v Prírodovednom múzeu SNM v Bratislave, ktorá bola otvorená 24. novembra 2008 a trvala do 30. júna 2009. Kurátormi výstavy boli I. Broska a E. Nelišerová. Hlavné časti výstavy: *Anatómia Zeme, Zem ako živá planéta, Geológia a Slovensko, Čo nám dáva Zem*.

Dôležitou úlohou NGK je zachovávať členstvo SR v Medzinárodnej únii geologických vied (IUGS) a zviditeľňovať výsledky slovenskej geológie na medzinárodnom fóre. Po problémoch v minulosti sa podarilo zabezpečiť pravidelné uhrádzanie príspevkov do IUGS prostredníctvom zriaďovateľa NGK – predsedníctva SAV. Vďaka tomu je teraz SR plnoprávnym členom IUGS. V rámci **33. medzinárodného geologického kongresu** 6. – 14. augusta 2008 v Osle v Nórsku (12 aktívnych účastníkov zo Slovenska) sa 10. augusta konal **UGS-IGC Council Meeting**. Zúčastnili sa na ňom dvaja slovenskí delegáti – predseda NGK prof. D. Plašienka a tajomník Dr. I. Broska.

NGK SR úzko spolupracuje s komisiou pre medzinárodné geologické korelačné projekty (IGCP) UNESCO. Týchto projektov, bohužiaľ, v ostatných rokoch ubúda a žiadny z nich už dnes nie je korelovaný zo Slovenska. Naši kolegovia sa ale v minulých rokoch podieľali ako národní zástupcovia na riešení týchto projektov IGCP:

Roky 2005 – 2006

PROJEKT č. 458: EVENTY NA TRIASOVO-JURSKEJ HRANICI (TRIASSIC-JURASSIC BOUNDARY EVENTS); doc. J. Michalík;

PROJEKT č. 463: VRCHNOKRIEDOVÉ OCEÁNSKE ČERVENÉ VRSTVY: ODOZVA NA OCEÁNSKE/KLIMATICKÉ GLOBÁLNE ZMENY (UPPER CRETACEOUS OCEANIC RED BEDS: RESPONSE TO OCEANIC/CLIMATE GLOBAL CHANGE); Dr. J. Soták.

Roky 2006 – 2008

PROJEKT č. 506: MORSKÁ A NEMORSKÁ JURA: HRANIČNÉ EVENTY A KORELÁCIE (MARINE AND NON-MARINE JURASSIC: BOUNDARY EVENTS AND CORRELATIONS); Dr. J. Schlögl.

Výkonný výbor NGK SR považuje svoju činnosť v rokoch 2005 – 2009 v rámci možností za vcelku úspešnú. Novému NGK, ktorý vzíde z dnešných volieb, želá veľa úspechov v ďalšej práci na prospech slovenskej geológie. Dovoľte, aby som na záver poďakoval súčasným členom NGK za ich doterajšiu činnosť, osobitne tajomníkovi Dr. I. Broskovi, ktorý sa mimoriadne zaslúžil najmä o úspech výstavy *Planéta, na ktorej žijeme*. Ďakujem aj predsedovi, členom koordinačného výboru pre IYPE a všetkým ostatným kolegom za túto aktivitu aj za ďalšie, ktoré prispeli k tomu, že sme Rok planéty Zem na Slovensku spropagovali a oslávili dôstojným spôsobom.

Práce za roky 2007 – 2008, ktorým sa udeľuje *Cena SGS za najvýznamnejšiu geologickú prácu*

Price of the Slovak Geological Society for the most important geological publication in 2007 – 2008

Dušan Plašienka

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského Bratislava

Abstract: *The contribution summarizes the results of the contest "The price of the Slovak Geological Society for the most significant geological publication in 2007 – 2008". The contest concerned seven categories of scientific publications: I. Scientific works without age limitations of the authors, II. Scientific works of the authors younger than 35, III. Scientific monographs, IV. Geological maps, V. Publications from the applied research, VI. Education works, and VII. Popularization works. The winners of particular categories were announced during the Joint Geological Congress of the Slovak Geological Society and the Czech Geological Society in 2009.*

Predložené návrhy posúdili členovia komisie v zložení: prof. RNDr. D. Hovorka, DrSc., prof. RNDr. S. Jacko, CSc., prof. RNDr. I. Kraus, DrSc., prof. RNDr. M. Mišík, DrSc. Konečnú zostavu ocenených prác odhlasoval rozšírený výbor SGS na svojom zasadnutí dňa 23. septembra 2009.

Kategória I – vedecké práce autorov bez vekového obmedzenia:

Vzhľadom na to, že boli nominované len dve práce z rôznych odborov, ceny sa udelia dvom prácam:

Uher, P., Kováčik, M., Kubiš, M., Shtukenberg, A. & Ozdín, D., 2008: Metamorphic vanadian-chromian silicate mineralization in carbonate-rich amphibole schists form the Malé Karpaty Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *Amer. Mineralogist, 93, 1, 63 – 67.*

Vojtko, R., Hók, J., Kováč, M., Sliva, Ľ., Joniak, P. & Šujan, M., 2008: Pliocene to Quaternary stress field change in the western part of the Central Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Quarterly, 52, 1, 19 – 30.*

Kategória II – vedecké práce autorov do 35 rokov:

Komisia a RV SGS hlasovaním určili ocenenie pre túto prácu:

Ondrejka, M., Uher, P., Pršek, J. & Ozdín, D., 2007: Arsenian monazite-(Ce) and xenotime-(Y), REE arsenates and carbonates from the Tisovec-Rejkovo rhyolite, Western Carpathians, Slovakia: Composition and substitutions in the (REE, Y)XO_4 system (X = P, As, Si, Nb, S). *Lithos, 95, 116 – 129.*

Ostatné nominované práce:

Józsa, Š. & Aubrecht, R., 2008: Barremian-Aptian erosion of the Kysuca-Pieniny trough margin (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). *Geol. Carpath., 59, 2, 103 – 116.*

Chudík, P., Uher, P., Kohút, M. & Bačík, P., 2008: Accessory columbite to tantalite, tapiolite and zircon: products of extreme fractionation in highly peraluminous pegmatitic granite from the Považský Inovec Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *J. Geosci., 53, 323 – 334.*

Bačík, P., Uher, P., Sýkora, M. & Lipka, J., 2008: Low-Al tourmalines of the schorl-dravite-povondraite series in redeposited tourmalinites from the Western Carpathians, Slovakia. *Canad. Mineralogist, 46, 1 117 – 1 129.*

Kategória III – vedecké monografie:

Prišla len jedna nominácia, a to na súbor monografií o vybraných sedimentárnych horninách Západných Karpát (autori M. Mišík a D. Reháková). Komisia a RV SGS sa s návrhom stotožnili, ceny za súbor troch monografií sa udelia obom autorom:

Mišík, M. & Reháková, D., 2004: Psefitické horniny (štrky, brekcie, zlepence) Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 128 s.*

Mišík, M. & Reháková, D., 2007: Dolomity, dolomitizácia a dedolomitizácia v horninách Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 82 s.*

Mišík, M. & Reháková, D., 2009: Vápence Slovenska, I. časť. Biohermné, krinoidové, sladkovodné, ooidové a onkoidové vápence. *Bratislava, Veda, 186 s.*

Kategória IV – mapové diela:

Cena sa udelí súboru geologických máp 1 : 200 000 Slovenska (14 listov):

Bezák, V. (hlavný redaktor), 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. *Bratislava, MŽP SR, ŠGÚDŠ.*

Kategória V – práce z oblasti aplikovaného výskumu:

Cena sa udelí dielu:

Petro, Ľ., Frankovská, J., Matys, M. & Wagner, P. (eds.), 2008: Inžinierskogeologický a geotechnický terminologický slovník. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 465 s.*

Autori: Bednárik, M., Frankovská, J., Grünner, K., Holzer, R., Hrašna, M., Hulla, J., Jánová, V., Kováčik, M., Kováčiková, M., Liščák, P., Matys, M., Modlitba, I., Ondrášik, M., Ondrášik, R., Pauditš, P., Petro, Ľ., Slivovský, M., Vlčko, J. & Wagner, P.

Kategória VI – edukačné práce:

Vzhľadom na absenciu návrhov sa cena neudeľuje.

Kategória VII – popularizačné práce:

RV SGS doplnil pôvodnú nomináciu o dve knižné diela, ktorým sa podľa hlasovania udelí cena:

Petrík, I., 2008: Pemza a bronz. Na pomedzí mytológie a histórie egejského sveta. *Bratislava, Veda, 280 s.*

Král, J., 2007: Vek slnečnej sústavy. *Bratislava, Veda, 248 s.*

Ďalšia nominovaná práca:

Vršanský, P., 2008: Muška maljutka. *National Geographic Rossija, 3, 66 – 72.*

Poznámka organizátora: Podľa pôvodných propozícií súťaže mala najlepšie práce vyberať skupina profesorov, z ktorých sú už dnes všetci v dôchodkovom veku, sčasti neaktívni a ťažko dosiahnuteľní. Preto sa navrhuje čiastočné inovovanie pravidiel súťaže. Môže sa zachovať doterajšia prax nominácií prác v jednotlivých kategóriách z pléna SGS. Okrem toho by ale bolo vhodné (podľa návrhu Dr. I. Petríka) zriadiť 5-člennú špeciálnu komisiu z radov popredných slovenských odborníkov z rôznych geologických špecializácií, ktorí by sledovali publikácie členov SGS za dané obdobie a nominovali najlepšie práce vo svojich odboroch. Nemalo by sa tak stať, ako sa stávalo doteraz, že nebudú nominované významné práce, ktoré boli v danom období publikované. Finálne poradie prác v jednotlivých kategóriách by potom mal určiť hlasovaním rozšírený výbor SGS.

8. výročný predvianočný seminár Slovenskej geologickej spoločnosti

8th Annual Seminary of the Slovak Geological Society

Nové poznatky o stavbe a vývoji Západných Karpát

New knowledge about geological setting and evolution of Western Carpathians

Zoltán Németh[1], Dušan Plašienka[2], Ladislav Šimon[1], Milan Kohút[1] a Ľubica Iglárová[1]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava, [2]Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského Bratislava

Abstract: *The contribution reports chronologically the 8th Annual Seminary of the Slovak Geological Society "New knowledge about geological setting and evolution of Western Carpathians", held in Bratislava on 10. December 2009. During the seminary the main geological scientific achievements in Slovakia were presented, being the output of the multi-institutional research and reflecting the main research trends in geosciences in 2009.*

Seminár sa konal 10. decembra 2009 (9.00 – 17.00) v ŠGÚDŠ v Bratislave. Bol venovaný skončeniu Medzinárodného roku planéty Zem. Organizátormi seminára boli za Slovenskú geologickú spoločnosť a Štátny geologický ústav Dionýza Štúra L. Šimon, Z. Németh, M. Kohút, Ľ. Iglárová a D. Magálová. Odborným garantom seminára bol D. Plašienka z Univerzity Komenského.

Dopoludňajší program seminára sa už tradične začal časťou *Mineralógia, petrológia, geochémia a geochronológia* (moderátor M. Putiš). Prednášky boli zamerané na alterácie a mineralizáciu granitu v Erzgebirge (Nemecko; M. Ondrejka et al.) a v gemeriku (P. Uher et al.) a na metodický prehľad geochronológie a aplikovateľnosti jej výsledkov pri riešení geologických problémov (M. Kohút). Vo forme postera bol prezentovaný výskyt opálu v silicifikovaných pieskovcoch zo zóny pieninského bradlového pásma (Ľ. Pečeňa a M. Gregor).

V ďalšej časti seminára – *Geologická stavba a tektonometamorfný vývoj Západných Karpát* (moderátori D. Plašienka a J. Hók) – bola prezentovaná história výskumu a súčasné interpretácie granitu Goryczkowa v Tatrách (M. Kohút et al.) a geologickej stavby oblasti Kozla v Lúčanskej Fatre (M. Havrila a M. Olšavský). Extenzia kôry nad subdukčnou zónou a riftogenéza v gemerickom regióne boli doložené vekom monazitu a zirkónu (M. Radvanec et al.). Vulkanologické prezentácie priniesli nové poznatky o geologickej stavbe oblasti Brehov pri Novej Bani, juhozápadnej časti Poľany (L. Šimon et al.) a západnej časti Pokoradzskej tabule (L. Caban et al.; poster). Aplikácia metodík štruktúrnej geológie bola prezentovaná pri analýze strižnej deformácie granitoidov v Tribeči (R. Lénárt) a pri analýze zlomových štruktúr v manínskej jednotke (V. Šimonová). Tektonickú aktivitu v miocénnych sedimentoch Nitrianskej pahorkatiny dokumentoval M. Hoffman (poster). V závere 2. časti seminára sa uskutočnila prezentácia novej geologickej mapy kvartéru Slovenska 1 : 500 000 (J. Maglay) a výsledkov interdisciplinárnej spolupráce geológov a paleontológov pri archeologických výskumoch (M. Moravcová et al.; poster). Dôležitosť priebežnej aktualizácie a zostavovania nových geologických máp zdôraznili A. Nagy et al. (poster).

Popoludňajší program 8. predvianočného seminára sa začal prezentáciou ku skončeniu Medzinárodného roku planéty Zem (J. Michalík) a odhalením trvale inštalovanej fototabule k tejto celosvetovej iniciatíve (L. Šimon). Nasledovalo udeľovanie ocenení SGS (L. Šimon). Medailu Jána Slávika získali prof. RNDr. Peter Holec, CSc., a Ing. Slavomil Ďurovič, CSc., a Ďakovný list SGS doc. RNDr. Pavel Fejdi, CSc. Čestnými členmi SGS sa stali RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., a prof. RNDr. Stanislav Jacko, CSc. Za propagáciu geovied na Slovensku bolo Prírodovedné múzeum Slovenského národného múzea vyhlásené za Múzeum roka 2009.

V následnej, 3. časti seminára – *Environmentálna geológia* (moderátor Z. Németh) – sa hovorilo o zosuvnom hazarde vo flyšovej litologickej formácii (P. Liščák a M. Bednárik) a možnosti využitia priemyselného odpadu na likvidáciu CO_2 (Ľ. Tuček et al.). Posterová sekcia poskytla informácie o vplyve litologického prostredia na charakteristiku znečistenia podzemnej vody chlórovanými alifatickými uhľovodíkmi (V. Pramuk et al.), o chemickom zložení povrchových vôd povodia Ondavy a Tople (M. Koppa), o teplotnej rozťažnosti travertínov pri Spišskom Podhradí (Z. Kompaníková a M. Brček) a zdôraznila potrebu stabilizačných opatrení na zosuvnom území na západnom okraji Nitrianskej pahorkatiny vo vzťahu k plánovanému vodnému dielu Hlohovec – Sereď (P. Liščák a L. Petrýdesová).

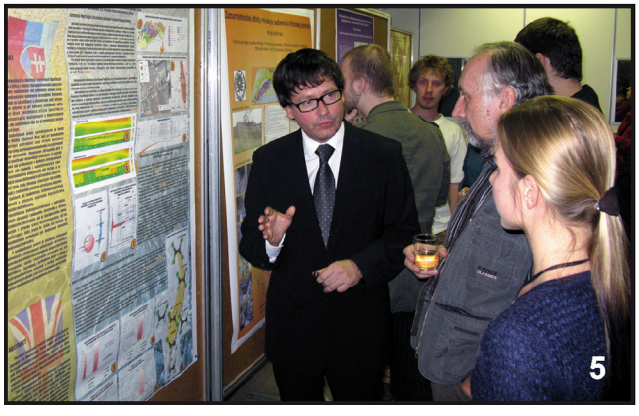
V rámci záverečnej časti seminára – *Sedimentológia, biostratigrafia a paleontológia* (moderátori J. Michalík

1

2

3

4


5

6

a M. Sabol) – vystupujúci prezentovali prvý nález fosílnych stôp v perme severného gemerika (J. Vozár et al.), mezozoické mikrofácie zo Slovenského krasu (K. Kronome; poster) a Čachtických Karpát (L. Ryšavá; poster) a spodnojurské ichnofosílie zo súvrstvia Janoviek pri Švošove (V. Šimo). Strednojurský vývoj czorsztynského bazénu dokumentoval P. Ledvák (P. Ledvák). Biostratigrafia vrchného aptu bradlového pásma a fatrika Chočských vrchov a Malej Fatry bola dokumentovaná planktonickými foraminiferami (Š. Józsa; poster) a oligocén z paleogénnych paniev nanofosíliami (S. Ozdínová). Miocénny vývoj predstavila séria posterov: spodný miocén (M. Kováč et al.), stredný miocén (N. Hudáčková et al.) a vrchný miocén (M. Kováčová et al.). Subtropické klimatické podmienky v centrálnej Európe v spodnom miocéne priblížili A. Čerňanský a A. Bauer, spodnomiocénne morské kôrovce Viedenskej panvy M. Hyžný a J. Schlögl. Paleoprostrediu vrchnej časti stredného miocénu v slovenskej časti Viedenskej panvy sa venovala I. Koubová (poster) a priebehu jeho zmeny od hlbokovodného prostredia po plytkovodné vo vrchnom bádene až sarmate N. Hudáčková et al. Biostratigrafiu sarmatu zo západného okraja Malých Karpát doložili A. Zlinská et al. (poster). Výsledky sekvenčnej stratigrafie vo Východoslovenskej panve uviedli A. Zlinská a M. Kováč (poster). Prehľad výskumov kvartérnych paleontologických lokalít na Slovensku v roku 2009 poskytol M. Vlačiky. Prednáška T. Lánczosa o výskume genézy pieskovcových jaskýň vo Venezuele bola pútavým a exotickým zakončením prednáškového programu seminára.

Početné zastúpenie odbornej verejnosti počas prednášok a diskusie pri posteroch, vysoká účasť študentov a doktorandov, ako aj príjemná a neformálna atmosféra počas celého 8. predvianočného seminára zdôrazňuje opodstatnenosť tohto tradičného koncoročného a bilancujúceho vedeckého podujatia Slovenskej geologickej spoločnosti.

Pri záverečnej rozlúčke organizátori popriali účastníkom príjemné vianočné a novoročné oslavy, úspešný nastávajúci rok 2010 a tiež úspešný ďalší, 9. predvianočný seminár (9. 12. 2010), ktorý bude venovaný 70. výročiu založenia najstaršieho geologického časopisu na Slovensku, *Geologické práce, Správy*.

◀ **Obr. 1.** Otvárací ceremoniál 8. predvianočného seminára SGS. Zľava: Zoltán Németh – vedecký tajomník SGS, Ladislav Šimon – predseda SGS a Ľubomír Hraško – riaditeľ ŠGÚDŠ. Foto L. Martinský.

Fig. 1. Opening ceremony of the 8th pre-Christmas Seminary of SGS. From the left: Zoltán Németh – scientific secretary of SGS, Ladislav Šimon – chairman of SGS and Ľubomír Hraško – director of ŠGÚDŠ. Photo L. Martinský.

Obr. 2. Predseda SGS Ladislav Šimon (vpravo) udeľuje Medailu Jána Slávika Ing. Slavomilovi Ďurovičovi, CSc., za rozvoj kryštalografie a mineralógie na Slovensku a vo svete a pri príležitosti jeho 80. narodenín. Foto L. Martinský.

Fig. 2. Chairman of SGS Ladislav Šimon (on the right) is awarding Ing. Slavomil Ďurovič, CSc., on the occasion of his eighty birthday by the Ján Slávik medal, emphasizing his contribution to crystallography and mineralogy in Slovakia and the world. Photo L. Martinský.

Obr. 3. Medailu Jána Slávika dostal aj prof. RNDr. Peter Holec, CSc., za svoju dlhoročnú pedagogickú a popularizačnú činnosť v paleontológii. Foto L. Martinský.

Fig. 3. The Ján Slávik medal was dedicated to Prof. RNDr. Peter Holec, CSc., emphasizing his long-time pedagogic and popularization activities in paleontology. Photo L. Martinský.

Obr. 4. Za Múzeum roka 2009 bolo vyhlásené Prírodovedné múzeum Slovenského národného múzea, a to za propagáciu geovied na Slovensku. Ocenenie prevzala RNDr. Eva Nelišerová. Foto L. Martinský.

Fig. 4. The title Museum of the year 2009 was dedicated to the Slovak National Museum – Natural History Museum for propagation of geosciences in Slovakia. The award was bestowed to RNDr. Eva Nelišerová. Photo L. Martinský.

Obr. 5. Silnou stránkou 8. predvianočného seminára bola aj posterová sekcia. Vladimír Pramuk prezentuje vplyv nehomogenity horninového prostredia s medzizrnovou pórovitosťou na charakteristiky znečistenia podzemnej vody. Foto Z. Németh.

Fig. 5. The 8th pre-Christmas seminary was accompanied with vivid and fruitful discussion at posters. Vladimír Pramuk is presenting the influence of the lithological inhomogeneity and intergranular porosity on characteristics of the pollution of underground water. Photo Z. Németh.

Obr. 6. Predvianočné semináre sa každoročne vyznačujú početnou účasťou doktorandov a mladých geovedcov. Foto Z. Németh.

Fig. 6. The pre-Christmas seminaries are each year attended by numerous graduant students and young geoscientists. Photo Z. Németh.

1. časť – Part 1

Mineralógia, petrológia, geochémia a geochronológia

Mineralogy, petrology, geochemistry and geochronology

M. ONDREJKA, H. J. FÖRSTER, P. UHER a I. SCHMIEDT: **Minerály REE-Y-Th-U-Zr z vysoko frakcionovaného topásovo-albitového leukogranitu z Erzgebirge, Nemecko: produkty postmagmatickej alterácie primárnych akcesorických minerálov fluidami bohatými na As**

Vo vrchných častiach vysoko frakcionovaného topásovo-albitového leukogranitu z oblasti Zinnwaldu, Erzgebirge (Nemecko), bola identifikovaná unikátna paragenéza akcesorických minerálov bohatých na As zahŕňajúcich REE arzenáty – arzenoflorencit-(Ce), černovit-(Y), hydratovaný černovit-(Y) a xenotím-(Y) – a REE silikáty – torit a coffinit – spolu so zirkónom. Sprievodnými minerálmi sú najmä REE fluorokarbonáty obohatené o As – bastnäsit-(Ce), synchyzit-(Ce), synchyzit-(Y) – a REE fluoridy. Arzenoflorencit-(Ce) obsahuje variabilnú koncentráciu P, Pb a čiastočne aj Sr (4,0 až 8,3 hm. % SrO), čo indikuje substitučné trendy medzi minerálmi florencitom, arzenoflorencitom, goyazitom a kintoreitom. Obsah REE v černovite-(Y) (až 0,51 apfu REE) je zatiaľ najvyššie zaznamenaný obsah REE substituujúce Y v porovnaní s doteraz publikovanými analýzami zo sveta. Koncentrácia As v silikátoch je variabilná, pričom najvyššie hodnoty sa zaznamenali v torite (14,4 hm. % As_2O_5), menej v coffinite (5,3 hm. % As_2O_5) a najmenej v zirkóne (1,3 hm. % As_2O_5) – fluocerit-(Ce), fluorit a gagarinit-(Y), ako aj minerály Nb-Ta, najmä ferocolumbit. Vznik týchto minerálov bohatých na As je spätý s infiltráciou fluíd obohatených o As, ktorý bol vylúhovaný z externého zdroja z okolitých hornín. Takéto postmagmatické arzénonosné fluidá následne atakovali primárne magmatické REE-Y-Th-U-Zr minerály za vzniku fosfátov obohatených o As, silikátov a fluorokarbonátov REE.

Poďakovanie. Táto práca vznikla s pomocou Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0557-06.

P. UHER, P. MALACHOVSKÝ, P. BAČÍK, P. CHUDÍK a M. ŠTEVKO: **Vzácnoprvková Y-REE-Ti-Nb-Ta mineralizácia viazaná na granity gemerika v oblasti Rožňavy**

Minerál metamiktného charakteru, pôvodne určený ako ilmenorutil (Nb rutil), sa prvý raz zistil z kremenných žiliek v granite na Sb-Au ložisku Gabriela v Čučme pri Rožňave (Varček, 1965). Neskôr sa zistila prítomnosť fázy Y-REE-Ti-Nb-Ta v žilách kremenných albititov, resp. v prekremenených partiách fylitov v exokontaktnej zóne granitov z prieskumných vrtov na lokalite Dlhá dolina severne od Gemerskej Polomy, ako aj v kremenných žilách v granite na haldách štôlne Elisabeth pri Gemerskej Polome. Na základe nášho výskumu na všetkých uvedených lokalitách vystupuje vzácnoprvková Y-REE-Ti-Nb-Ta mineralizácia. Tvorí ju polykras-(Y) $(Y,REE)(Ti,Nb,Ta)_2(O,OH)_6$ a uranopolykras $(U,Th)(Ti,Nb,Ta)_2(O,OH)_6$. Polykras-(Y) a uranopolykras vystupujú v podobe čiernych prizmatických kryštálov so smolným leskom, lokálne dlhých až 0,5 – 2 cm (Gemerská Poloma – št. Elisabeth), v asociácii s columbitom a Nb rutilom (Dlhá dolina), Ti-Nb-Ta-Fe fázou, fluoritom a fluórapatitom (št. Elisabeth), xenotímom-(Y) a zirkónom (Čučma). Prášková rtg. difrakčná analýza Y-REE-Ti-Nb-Ta fáz preukázala ich slabú kryštalinitu, pravdepodobne v dôsledku metamiktizácie. Vnútorná stavba polykrasu-(Y) a uranopolykrasu v BSE poukazuje na nepravidelnú zonalitu, spôsobenú najmä variáciami Y, REE a U, Th, v menšej miere Nb, Ta a Ti; lokálne sa vyskytujú aj zóny s idiomorfným obmedzením, zrejme relikty pôvodnej zonality. Prevláda fáza zodpovedajúca polykrasu-(Y) nad uranopolykrasom, ktorý ho zatláča. Na lokalite Čučma bol identifikovaný aj Ti,Nb,Ta,Fe-oxid (hydratovaný Nb rutil?), ktorý zatláča po okrajoch kryštálov polykras-(Y) a uranopolykras. Z REE v pozícii *A* prevláda Y, atómový pomer Y/(Y + REE) dosahuje 0,65 – 0,86. V rámci katiónov v pozícii *B* prevláda Ti nad Nb a Ta, pričom hodnoty Ti/(Ti + Nb + Ta) dosahujú v polykrase-(Y) 0,49 – 0,72 a v uranopolykrase 0,70 – 0,87. Variácie chemického zloženia Y-REE-Ti-Nb-Ta fáz indikujú prítomnosť substitúcií typu $Ca(U,Th)(Y,REE)_{-2}$, $Ca(Nb,Ta)(Y,REE)_{-1}Ti_{-1}$, $Ca(Nb,Ta)_2(U,Th)_{-1}Ti_{-2}$ a $(U,Th)Ti(Y,REE)_{-1}(Nb,Ta)_{-1}$. Komplexná povaha vzájomného izomorfného zastupovania katiónov rôznych valencií v pozíciách $^{[8]}A$ (Ca^{2+}, Y^{3+}, REE^{3+}, U^{4+}, Th^{4+}) a $^{[6]}B$ (Ti^{4+}, Nb^{5+}, Ta^{5+}) však neumožňuje jednoznačne určiť prevládajúcu substitúciu, resp. vylúčiť niektorú inú. Polykras-(Y) a uranopolykras patria medzi relatívne zriedkavé minerály, ktoré sa vyskytujú najmä vo vzácnoprvkových granitových a syenitových pegmatitoch, lokálne aj v žilách alpského typu. Spoločným znakom všetkých lokalít polykrasu-(Y) a uranopolykrasu v gemeriku je ich priestorová a zrejme aj genetická väzba na granity, resp. ich blízke exokontaktné zóny a prostredie bohaté na kremeň. Na základe lokálnej paragenézy možno predpokladať postmagmatický, pravdepodobne vysokotermálny hydrotermálny vznik Y-REE-Ti-Nb-Ta minerálov. Polykras-(Y) bol zrejme čiastočne alterovaný mladšími fluidami obohatenými o U, pričom vznikol mladší uranopolykras. Zdrojom Nb, Ta, U a Th sú zrejme okolité granity známe svojou špecializáciou na Sn, Nb, Ta, W, Li, ako aj U a Th. Najpravdepodobnejším mechanizmom koncentrácie Y a REE v exokontakte granitov bolo ich vylúhovanie z okolitých metapelitov pôsobením magmatogénnych fluíd obohatených o F (cf. Keppler, 1993; Thomas et al., 2005) a ich následná precipitácia.

Poďakovanie. Táto práca vznikla s pomocou Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0557-06.

Ľ. PEČEŇA a M. GREGOR: **Výskyt opálov v silicifikovaných pieskovcoch z kontaktu vulkanitov a flyšového súvrstvia pieninského bradlového pásma**

Vulkanizmus bradlového pásma sa datuje buď ako kriedový, alebo ako neogénny. Bazaltová žila pri Streženiciach prestupuje cez kriedový obalový materiál pieninského bradlového pásma. Na kontakte samotného bazaltového telesa a okolitého vrchnokriedového flyšu sme pozorovali novotvorené minerálne fázy, viazané prevažne na póry a pukliny v silicifikovaných pieskovcoch. Výplň puklín najčastejšie tvorí amorfná SiO_2 hmota – opál a okolité pieskovce sú postihnuté výraznou silicifikáciou. Opál je celistvý, hnedastej farby a je jemne laminovaný. Kontakt opálu s okolitou horninou je ostrý. Prítomnosť opálu, ako aj samotnú silicifikáciu mohli spôsobiť diagenetické procesy, ale vzhľadom na prítomnosť bazaltového telesa je možné tento predpoklad vylúčiť. Pravdepodobnejší sa ukazuje vplyv hydrotermálnych fluíd alebo samotného kontaktu bazaltu s pieskovcom. Podrobnejšie mineralogické štúdium opálov zo silicifikovaných pieskovcov vrchnokriedového flyšu môže pomôcť pri riešení samotnej silicifikácie pieskovcov, ale aj pri stanovení veku vulkanitov vystupujúcich práve v kriedovom obale pieninského bradlového pásma. Bazaltová žila vystupuje na povrch cez czorsztynskú jednotku, pričom nepozorujeme žiadny kontakt s bradlami jurského veku. V blízkosti dokumentovanej lokality sa zistila prítomnosť šošoviek hyaloklastitov.

Poďakovanie. Táto práca vznikla s pomocou Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0465-06.

2. časť – Part 2

Geologická stavba a tektonometamorfný vývoj Západných Karpát

Geological setting and tectonometamorphic evolution on the Western Carpathians

M. RADVANEC, P. KONEČNÝ, M. ONDREJKA, Z. NÉMETH, P. UHER a M. PUTIŠ: **Vek monazitu a zirkónu v granite gemerika – indikátor termálneho režimu pri extenzii kôry nad subdukčnou zónou a riftogenéze**

Granit na lokalitách Delava, Humel a Guľapalag obsahuje hypidiomorfné až alotriomorfné kryštály monazitu veľké do 50 mikrometrov. Monazit obsahuje staršie, vrchnokarbónske (306 – 323 mil. r.), ojedinele až spodnokarbónske (350 mil. r.) jadrá, ktoré vznikli v prográdnej časti variskej metamorfózy prevažne pelitického protolitu granitu. Novšiu etapu prográdnej metamorfózy z predtaveninového štádia na lokalite Humel predstavujú relikty jadier a starších zón v monazite v rozsahu 290 – 275 ***(281 ~ priemer)*** mil. r. ***(spodný perm)***, prípadne 305 – 290 ***(297)*** mil. r. (vrchný karbón až ***spodný perm***). Na lokalite Delava je vek týchto metamorfogénnych reliktov monazitu v rozsahu 290 – 275 ***(281)*** mil. r. ***(spodný perm)*** a podobne aj na lokalite Guľapalag, v rozsahu 280 – 270 ***(275)*** mil. r. ***(spodný perm)***.

Na starých jadrách dorastal magmatický monazit granitu typu S, alebo tvorí samostatné homogénne kryštály v asociácii s rutilom? a zirkónom. Na lokalite Delava je vek magmatického monazitu v rozsahu 270 – 250 ***(258)*** mil. r. (stredný až ***vrchný perm***), na lokalite Humel 275 – 260 ***(265)*** mil. r. (spodný až ***stredný perm***) a na lokalite Guľapalag 270 – 240 ***(262 a 246)*** mil. r. ***(stredný perm až spodný trias)***.

Nová generácia monazitu s vekom 260 – 240 ***(252)*** mil. r. ***(vrchný perm/spodný trias)*** na lokalite Humel a 240 – 225 ***(230)*** mil. r. ***(stredný trias)*** na lokalite Guľapalag v južnom gemeriku signalizuje novšie preteplenie granitu, ktorého pokračovanie na lokalite Humel sa datovalo v rozsahu 235 – 205 ***(231)*** mil. r. ***(stredný trias)***, a 225 – 205 ***(216)*** mil. r. ***(vrchný trias)*** na lokalite Guľapalag. Na lokalite Delava na severe gemerika sa preteplenie granitu v triase nezistilo. Lokálne zistenú najmladšiu generáciu monazitu na lokalite Guľapalag (107 Ma; Radvanec et al., 2007) interpretujeme ako kriedové tektonotermálne prepracovanie granitu.

Na lokalite Humel sú zrná monazitu menšie ako 10 mikrometrov úplne nahradené apatitom a allanitom. Väčšie zrná zachovali monazitové jadro, ale pôvodný okraj nahradila zmes apatitu, allanitu a REE epidotu, resp. zmes apatitu a $ThSiO_4$ fázy ± REE karbonát. Tento „koronárny“ rozpad je výsledkom teplotnej premeny monazitu pravdepodobne v strednom až vrchnom triase. Z hľadiska chemického vzorca majú rôzne generácie monazitu zloženie blízke koncovému členu $CePO_4$ s minimálnym obsahom $CaTh(PO_4)_2$, s dominantnou trojmocnou väzbou REE. Niektoré monazity majú zvýšený obsah $CaTh(PO_4)_2$ a substitučný trend je viac cheralitový ako huttonitový. Tieto monazity boli pravdepodobne rekryštalizované alebo vznikli z protolitu, ktorý bol bohatý na Ca. Výskyt sedimentárneho kalcitu v pelitickom protolite anatektického granitu na lokalite Guľapalag zistili Radvanec et al. (2007). Miera obohatenia o Ca je v monazite nízka. Delavský monazit má vyšší obsah cheralitovej molekuly ako humelský monazit, t. j. delavský má vyšší obsah Ca + Th = 0,5 apfu na úkor LREE ako humelský monazit.

Termálny režim tavenia kôry a vznik asociácie rano- až strednopermských granitov typu S spájame s magmatizmom a extenzným režimom kôry nad subdukčnou zónou sklonenou na sever. Extenziu vo vrchnej kôre v čase kulminácie subdukcie sprevádzali prieniky magmy a výstup tepla v horúcich „škvrnách“ alebo líniách. Pripovrchovým odrazom toho je permský vulkanizmus. Pod vrchnou kôrou sa začala v tom čase kompresia medzi subdukovanou platňou a plášťovou akrečnou prizmou („hanging wall“). Rano- až strednopermskú etapu vzniku granitu typu S fixujú okrem monazitu aj dve datované vzorky zirkónu na lokalitách Betliar (277,2 ± 1,9) mil. r. a Súľová (257 ± 4 mil. r.) metódou SHRIMP. Ich vekový posun a tým aj vek extenzie súvisí s hĺbkou subdukcie a jej smerovaním z juhu na sever. Ide v podstate o kolaps neskorovariskej akrečnej prizmy orogénu, ktorý súvisí s extenziou kôry a podkôrovej plášťovej litosféry a zároveň signalizuje začiatok neotetýdneho kontinentálneho riftingu od stredného, a najmä vrchného permu. S touto novšou etapou extenzie je spojený výstup granitov typu A (Putiš et al., 2000). Preto oblasť študovaných granitických telies typu S po ich magmatickej konsolidácii bola dlhodobo, od vrchného permu až do vrchného triasu, vystavená tepelnému vplyvu zrejme v súvislosti s neotetýdnou riftogenézou. Preteplenie spôsobilo vznik mladšieho, vrchnopermsko-spodnotriasového, ale najmä stredno- až vrchnotriasového monazitu v granite, ako aj premeny v staršej generácii monazitu už len v južnej časti gemerika (Humel a Guľapalag). To považujeme za indikátor významnej tektonickej hranice medzi severným a južným gemerikom od vrchného permu.

Poďakovanie. Táto práca bola financovaná z grantov Agentúry na podporu výskumu a vývoja č. APVV-0557-06 a APVV 0279-07, ako aj Agentúry VEGA č. 1/4038/07.

M. HAVRILA a M. OLŠAVSKÝ: **Iný pohľad na sled Kozla, Lúčanská Fatra**

Tektonické zaradenie vrstvového sledu Kozla (Malá Fatra) je dlhodobo kontroverzné a nedoriešené.

Tento stav vyplýva z faktu, že sled Kozla je nekompletný, a najmä v j. časti ho tvoria najmä siliciklastické sedimenty, menej karbonáty. S identifikáciou karbonátov v j. časti nebol a nie je problém. Stotožnili sa s gutensteinskými vápencami a ramsauskými dolomitmi triasu. Dnes viac-menej nevznikajú pochybnosti o ich tektonickom zaradení. S výnimkou krátkych epizód, keď ich časť Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) zaradil ku krížňanskému príkrovu, keď ich temer v celom priestore Maheľ (in Maheľ et al., 1964; in Maheľ et al., 1967, obr. 34 na s. 204; in Maheľ et al., 1967, s. 198) zaradil k ďurčinskej a zliechovskej sérii krížňanskej jednotky a keď ich Rakús a Hók (2003) zaradili k ďurčinskej sekvencii fatrika, boli a sú priebežne chápané ako obalová séria tatrika. Preto predpokladáme, že neuspokojivý stav trvajúci v otázke tektonického zaradenia sledu Kozla môžeme stotožniť so stavom poznania otázok súvisiacich so siliciklastickými horninami. Preto sme sa v skúmaní vrstvového sledu sústredili na ne. Siliciklastiká tvoria podstatnú časť plochy pokrytej sledom Kozla. V súčasnosti sú v priestore južne od Kuneradu zaradené k permu a k spodnému triasu.

Od prác Andrusova cez práce Molnárovej, Vozárovej, Vozára a Rakúsa sa rozsah sedimentov permu neustále zmenšuje. To naznačuje, že je tu problém s rozpoznaním litofácií. Dospieva sa k názoru, že sedimenty permu ležiace j. od Kuneradu sú rozdielne od sedimentov permu ležiacich sv. od Kuneradu. Preto Vozárová (1978) vyčlenila dva typy permu. Vozárová a Vozár (1980) ich pomenovali porubské a stráňanské súvrstvie. Podľa autorov sa líšia litológiou, zastúpením vulkanoklastík, paleoklímou ich vzniku, paleoprostredím

ich vzniku, úložnými pomermi, paleomagnetickou rotáciou (Muška, 1980) a hodnotami rádioaktivity (Ivanov, 1977). Umiestniť také rozdielne súvrstvia v sedimentačnom priestore bol problém. Vozárová (1978) a Vozárová a Vozár (1980, 1983, 1988) navrhli zaradiť ich k dvom tektonickým jednotkám. Stráňanské súvrstvie ponechali v tatriku, porubské súvrstvie na základe litologickej podobnosti stotožnili s malužinským súvrstvím a zaradili ho do hronika. Neskôr ho pod názvom kamennoporubské vrstvy včlenili späť do tatrika (in Rakús et al., 1993).

Plošný podiel sedimentov spodného triasu, naopak, narastá. Zároveň sa rozlišuje viac litofácií, čo nezodpovedá stavu v iných oblastiach centrálnych Západných Karpát, kde situácia je jednoznačná, kde vystupujú dve litofácie – kremence lúžňanského súvrstvia a pestrejšie sedimenty verfénskych vrstiev. V Lúčanskej Fatre ale Rakús (in Rakús et al., 1993) vyčleňuje štyri fácie: kremité konglomeráty, lúžňanské súvrstvie, verfénske vrstvy a pestré dolomity s polohami intraformačných brekcií. Posledné z nich Rakús a Hók (2003) na základe upozornenia Havrilu a na základe starších prác Uhliga, Turnau-Morawskej a Havrilu preradili pod názvom jedľovinské vrstvy ku karpatskému keuperu. Zároveň ich preraďujú k ďurčinskej sekvencii fatrika.

Nazhromaždené údaje akceptujeme. Pohľad na litostratigrafické a tektonické zaradenie istých sedimentov máme iný. Rozdiely medzi permskými sedimentmi možno vysvetliť aj inak ako zaradením rôznych typov sedimentov k rôznym tektonickým jednotkám. Pri toľkých odlišnostiach dvoch typov permu vzniká otázka, či sú oba typy permom. Ak nie, vzniká otázka, čím sú. O príslušnosti stráňanského súvrstvia k permu nepochybujeme. Aj Vozár a Vozárová zastávajú názor, že tento typ sa nelíši od sedimentov permu vystupujúcich v iných oblastiach. Problematické sa nám zdá zaradenie kamennoporubských vrstiev. Ak vzniká otázka ich príslušnosti k permu, vzniká aj otázka, kam patria. Z možností niekoľkých siliciklastických súvrství červenej farby sa núka najmä súvrstvie karpatského keuperu. Možno to doložiť týmito poznatkami: 1. Psamiticko-psefitickú frakciu sedimentov zaradených ku kamennoporubským vrstvám prakticky tvorí len kremeň. To je pre fáciu karpatského keuperu normálne, sedimenty permu majú pestrejšie zloženie. 2. Súvrstvie v priestore kryhy Kopanej aj v priestore medzi Kuneradskou a Hluchou dolinou vystupuje nad sledom stredného triasu. To je pre fáciu karpatského keuperu normálne, pre sedimenty permu problematické. 3. Jedľovinské vrstvy sú súčasťou sledu „červených" hornín zaradených k permu, vystupujú na jeho báze. Vyššie v červených pelititoch sa vyskytujú polohy karbonátových pizolitov a klastov, a to aj v ich najvyššej časti. Jedľovinské vrstvy dnes patria ku karpatskému keuperu, pre ktorý je fácia karbonátových pizolitov typická. 4. Vo vrtoch v komplexe „červených" hornín sú aj sírany. Z vrtu Turie izotopovým datovaním Kantor (1988) zistil ich spodnotriasový vek. Nepochybujeme, že kamennoporubské vrstvy nepatria k permu. Sú sedimentmi karpatského keuperu. Od sedimentov tejto fácie internejších oblastí sa však líšia hrubozrnnosťou, slabým vytriedením a slabou opracovanosťou klastov. Výskyt takejto fácie v Malej Fatre bol známy Matějkovi (1931), ktorý ju považoval za spodnotriasovú. Bystrický (1956) poukázal na nelogickosť tohto zaradenia fácie a zaradil ju ku karpatskému keuperu. Fácia tohto charakteru v Malej Fatre jednoznačne „sedí" aj v paleogeografickej schéme karpatského keuperu Havrilu (in prednáška Havrilu a Barátha konaná 21. 3. 1996 v SGS). Zároveň sa mení názor na zdrojovú oblasť „permu". Tá leží externejšie, čo jasne vyplýva zo zjemňovania sedimentu od externej časti tatrika k internej časti veporika.

Druhým siliciklastickým súvrstvím červenej farby sú verfénske vrstvy spodného triasu. Sme presvedčení, že na typovej lokalite kamennoporubských vrstiev vystupujú verfénske vrstvy, ktoré boli s karpatským keuperom spolu včlenené do jedného súvrstvia. Verfénske vrstvy vystupujú len vo veľmi obmedzenom rozsahu, ale sú nositeľom mnohých vlastností, ktoré sa v prácach Vozára a Vozárovej pokladajú za identifikačné vlastnosti kamennoporubských vrstiev. Sú to heterolitické zvrstvenia, časté čeriny, intraklasty ílovcov, bahenné (?synerézne) praskliny a skolitová ichnofácia s charakteristickou ichnofaunou, ktorá stratigraficky determinuje najvyššiu časť lúžňanského súvrstvia (Olšavský a Šimo, 2007).

Zostáva otázka: Ak kamennoporubské vrstvy sú karpatským keuperom (a verfénskymi vrstvami), čím sú sedimenty lúžňanského súvrstvia vystupujúceho nad nimi? Sú to horniny, ktoré Stúr (1860) poznal v Kuneradskom údolí ako sivé ílovité bridlice s *Anarthrocanna deliquescens* Göpp. (Unger) striedajúce sa s kremencom. Zaradil ich k červenej jalovine (perm). Porovnaním našej mapy so staršími mapami sme dospeli k názoru, že plochu tvorenú na našej mape jedným súborom hornín tvorí na starších mapách viacero súborov hornín, a preto litostratigrafickú charakteristiku z týchto starších prác nie je možné sprostredkovať. Podľa nás vrstvový sled v nadloží karpatského keuperu smerom odspodu tvoria sivožlté ílovce prechádzajúce cez viac-menej sivé, často šmuhovité ílovce a piesčité ílovce do kremenných pieskovcov (v ktorých s hrubnutím zrna prudko klesá ílovitý podiel) až drobnozrnných čistých kremenných zlepencov. Klasty kremencov sú slabo opracované. Hrubozrnnejšie fácie sú zreteľne porózne. Okrem toho sa v súvrství priebežne vyskytujú tenké vrstvy čiernosivých kompaktných ílovcov. Súvrstvie neobsahuje fosílie, má kontinentálny charakter. Vyššie na úpätí pohoria medzi Kamennou Porubou a Kuneradom nasleduje súvrstvie známe už Andrusovovi (in Andrusov a Kuthan, 1946), ktoré považoval za grestenské vrstvy (spodný lias). Podľa našich znalostí ho tvoria sivočierne ílovce a v ich vyšších polohách vystupujú organodetritické vápence obsahujúce morskú faunu. Na základe pozície vo vrstvovom slede teda prevažne sivé siliciklastické súvrstvie ležiace nad pestrými sedimentmi karpatského keuperu považujeme predbežne za kontinentálnu fáciu tomanovských, prípadne grestenských vrstiev. Celý vrstvový sled priraďujeme k tatriku.

M. OLŠAVSKÝ a M. HAVRILA: **Súčasný pohľad na geologickú stavbu tzv. antiklinály Kozla, Lúčanská Fatra**

Vývoj názorov na geologickú stavbu severnej časti Lúčanskej Fatry do súčasnosti prešiel mnohými zmenami a niekedy až kontroverznými názormi. Na mape Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1946) antiklinálna stavba ešte nie je taká zreteľná, až jeho novšie poznatky (Andrusov, 1955, 1958) ho viedli k definícii antiklinálnej štruktúry (antiklinálne pásmo Kozla). S týmto termínom sa stretávame dodnes (napr. Rakús a Hók, 2003; Wetter, 2005), hoci medzitým odlišný pohľad na túto štruktúru zaujali Vozárová (1978) a Vozárová a Vozár (1980, 1983, 1988). Sedimenty na J a JV od Kamennej Poruby zaradili do chočského príkrovu, resp. hronika, s odvolaním sa na monoklinálne uloženie a rozdielne litologické charakteristiky. Nesúhlas s takouto interpretáciou nachádzame v novšej práci Rakúsa a Hóka (2003). Zaradením takmer celej štruktúry do fatrika a zjednotením „dvoch typov permu" (Rakús a Hók, 2003) však vznikli ďalšie otázniky.

Ak berieme na zreteľ výsledky súčasného mapovania (Olšavský a Havrila, 2008 – 2009), môžeme povedať, že v celom priebehu (Kamenná Poruba – Turie) nejde o antiklinálnu štruktúru. Siliciklastické sedimenty z ústia doliny Porubského potoka až po Kunerad sú uložené monoklinálne na SZ. V strednej časti štruktúry (dolina Stránskeho potoka a Medzihorská dolina) tvorenej stráňanským a lúžňanským súvrstvím sa síce javí, že súvrstvia sú usporiadané antiformne, no sedimentárne sledy na juh od Turia sú opäť uložené monoklinálne.

Náš pohľad na tektonické zaradenie vyplynul z dôsledného poznania fácií a odkrytých fragmentov sedimentárnych sledov. K zaradeniu prakticky celej štruktúry do tatrika nás privádzajú tieto fakty: a) spojitosť permských sedimentov a kryštalinika (záver Hlbokej doliny jv. od Kamennej Poruby), b) pravdepodobné chýbanie rétu v sedimentárnom slede, prípadne jeho výskyt v kontinentálnom vývoji tomanovských vrstiev (nateraz nevyriešené), c) hruboklastický vývoj karpatského keuperu a taktiež ?tomanovských/?grestenských vrstiev determinujúcich paleogeografickú proximitu, d) samotný charakter permských sedimentov (napr. fácie stotožniteľné s krivosúdskym súvrstvím v Považskom Inovci). Sedimentárny sled (odkrytý na povrchu) tektonickej jednotky tatrika tak tvorí: perm – spodný trias – stredný trias – vrchný trias – spodná jura. Najvyšším členom je dávno známa jura pri Kunerade (Andrusov in Andrusov a Kuthan, 1946; Rakús, 1973, 1989, str. 54). Túto juru, na rozdiel od Rakúsa

a Hóka (2003) (ktorí ju síce považujú za tatrikum, ale umiestnili ju do podložia sledu Kozla a ten považujú za ďurčinskú sekvenciu), považujeme za najvyššiu časť zachovaného sledu, tak, ako to bolo kartograficky zobrazené pôvodne (hoci ju Andrusov zaradil do krížňanského príkrovu; Andrusov in Andrusov a Kuthan, 1946). Je celkom zrejmé, že ťažiskovým problémom v tzv. „antiklinále Kozla" bola doteraz chybná identifikácia štyroch siliciklastických súvrství, ktoré majú síce veľmi podobnú litológiu, ale rôznu litostratigrafickú pozíciu.

Nadložie tatrickej sekvencie tvoria sedimenty fatrika v podobe zliechovskej sekvencie nachádzajúce sa južne a východne od Turia zároveň so strednotriasovými dolomitmi hronika v ich nadloží.

Treba podotknúť, že ani samotné tatrikum tu nie je uložené ako jeden homogénny, monoklinálne uložený celok. Tatrický obal je intenzívne postihnutý tektonikou v podobe zošupinovatenia, resp. zdvojenia sedimentárnych sledov. Možno to pozorovať pri Kunerade aj južne od Turia.

L. ŠIMON: **Charakter pyroklastík v pseudokráteri Brehy pri Novej Bani**

Vulkán Putikov vrch je prejavom aktivity alkalického bazaltového vulkanizmu v západnej časti Štiavnických vrchov pri Novej Bani. Vulkanická aktivita vytvorila sopečný kužeľ, sukcesiu lávových prúdov (Šimon a Halouzka, 1996) a pseudokrátery (Šimon et al., 2002). Pseudokrátery vznikali v dôsledku kontaktu lávových prúdov vulkánu so zvodnenými sedimentmi rieky Hron s vekom okolo 102 000 rokov b. p., čo v klimatostratigrafickej škále zodpovedá počiatočným štádiám émskeho interglaciálu (Šimon a Maglay, 2005).

V kameňolome Brehy pri Novej Bani sa urobili v poslednom období terénne úpravy, ktoré odkryli nové profily hornín. To nám umožnilo urobiť ďalšie vulkanologické štúdie a litofaciálnu analýzu čela vulkánu Putikov vrch.

Na základe štúdií sme opísali pseudokráter Brehy (sekundárny kužeľ) ako produkt freatomagmatickej erupcie. Erupcie vznikli v dôsledku vniknutia lávových prúdov vulkánu Putikov vrch do vodného prostredia paleojazera Hron, ktoré vzniklo po zahradení paleorieky Hron lávovými prúdmi vulkánu Putikov vrch. Následkom tejto skutočnosti v priebehu freatomagmatických erupcií pri kontakte lávy vulkánu a vody paleorieky Hron vznikali rôznorodé formy pseudokráterov. Jedným z nich je pseudokráter Brehy, pre ktorý je charakteristické iniciálne štádium vývoja.

Prezentované fotografie dokumentovali situáciu v pseudokráteri Brehy. Na fotografii 1 bola lokalizácia študovaného územia v kameňolome Brehy pri obci Brehy, časť Nová Baňa. Fotografia 2 zobrazovala strednú časť pseudokrátera Brehy pri kontakte s ďalšou masou lávových prúdov vulkánu Putikov vrch. Na fotografii 3 bol deštruovaný fragment bazanitu vzniknutý v dôsledku freatomagmatickej erupcie. Fotografia 4 bola zameraná na charakter pyroklastík pseudokrátera Brehy, ktoré nesú znaky typické pre freatopyroklastiká.

L. ŠIMON, V. KOLLÁROVÁ a M. KOVÁČIKOVÁ: **Litologicko-petrografická charakteristika vulkanického komplexu v juhozápadnej časti Poľany**

Terénne geologické profilovanie sme robili na južných svahoch Poľany severne od Detvy, lokalizovaných na topografických mapách 1 : 25 000, listy 36 411 a 36 413. V teréne sa realizovala litofaciálna analýza vulkanického komplexu a v laboratóriách ŠGÚDŠ sme robili petrografickú analýzu.

Počas realizácie úlohy sme zaznamenali prínosy do poznania geologickej stavby Poľany a charakteru vulkanologických procesov. Opísali sme nové výskyty pyroklastických prúdov a napadaných tufov. Potvrdili sme správnosť vyčlenenia formácie Poľana. Jej výskyty sú aj v tejto časti územia. Objavili sme nové výskyty ryodacitového vulkanizmu strelníckej formácie a opísali sme rôznorodosť petrograficko-litologického charakteru vulkanického komplexu v území. Vulkanický komplex v juhozápadnej časti Poľany tvorí rôznorodá sukcesia lávových prúdov pyroxénických andezitov a vulkanoklastík formácie Poľana, nepravidelne ležiacich na reliktoch ryodacitového vulkanizmu strelníckej formácie.

L. CABAN, V. KONEČNÝ a R. VOJTKO: **Geológia a litostratigrafia západnej časti Pokoradzskej tabule**

Pokoradzská tabuľa je situovaná v južnej časti Slovenského rudohoria medzi mestami Hnúšťa a Rimavská Sobota. Morfologicky tvorí vyvýšené územie s rozsiahlou rovňou na ľavej strane rieky Rimavy. Tabuľu tvoria miocénne (báden – sarmat?) vulkanoklastické horniny andezitového zloženia. Súbor vulkanoklastík leží v severných oblastiach na jednotkách veporika, gemerika a turnaika. V južnejších častiach vulkanoklastiká ležia na terciérnej výplni Rimavskej kotliny tvorenej lučenským súvrstvím. Andezitový materiál je uložený vo forme pyroklastických aj epiklastických uloženín, kde prevažuje epiklastická forma. V severnej časti územia sú pyroklastiká vyvinuté na báze vulkanoklastického komplexu a smerom na juh sa vyklinujú. Epiklastiká vystupujú vo forme blokového konglomerátu až konglomerátu-brekcie, najmä v severnejších oblastiach. V južnejších častiach územia, naopak, prevažuje piesčitá až zlepencová forma epiklastík. Na báze pokoradzského súvrstvia východne od Nižného Skálnika sú vyvinuté aj svetlé drobnolavicovité tufovo-piesčité jazerné uloženiny s hojnou flórou. Obsah nevulkanického materiálu v epiklastických uloženinách sa smerom do nadložia zmenšuje. Nevulkanický materiál predstavujú v prevažnej miere granity a metamorfity veporickej a gemerickej proveniencie. Na základe prítomnosti hornín z veporského pásma (napr. porfýrické granitoidy veporského typu) a dominantného južného smeru transportu vulkanického materiálu (lahary, orientácia kmeňov stromov) považujeme vulkanoklastiká pokoradzského súvrstvia za distálnu vulkanoklastickú fáciu tisovského intruzívneho komplexu.

R. LÉNÁRT: **Shear deformation analysis in granitoids of the Tribeč Mts. (Western Carpathians)**

The Tribeč Mts., located in the western part of Slovakia, represent an element of the Tatric-Fatric mountain range of the Western Carpathians. The aim of our investigation was to localize and analyse the orientation and kinematic characteristics of sheared granite rocks in the Tatricum unit of the Tribeč Mts. Shear zones were formed during progressive simple shear in ductile to brittle-ductile conditions. They were metamorphosed under greenschist facies (Kráľ et al., 2002). The shear zones are oriented in NE – SW direction. The majority of the shear zones has sinistral sense of shearing but the existence of dextral sheared zones was proved. The sinistral shear zones originated in compression oriented in the direction N – S during the latest Cretaceous to Paleocene (Kráľ et al., 2002). The dextral shear zones originated in compression oriented WNW – ESE. The character of the compression is related to the origin of the folds in the Tatric Lower Triassic sediments as well as the sense of displacement of the Fatric Unit (Hók et al., 1996). The origin of the dextral shear zones most probably relates to the displacement of the Central Carpathian tectonic units during the Upper Cretaceous. The sinistral shear zones were probably superposed on dextral shear zones due to reorientation of the stress field.

V. ŠIMONOVÁ: **Rekonštrukcia paleonapäťového poľa pomocou kinematickej analýzy zlomových štruktúr v manínskej jednotke v lome Butkov**

Náplňou práce je riešenie problematiky deformačných štruktúr pomocou štruktúrnej analýzy zlomov v mezozoických komplexoch manínskej jednotky v kameňolome Butkov. Oblasť je klasickou jednotkou výskytu manínskej jednotky reprezentovanej vrchnojursko-spodnokriedovými sedimentmi, ktorá už dlhé roky púta pozornosť

karpatských geológov, pretože sa považuje za spojovací článok medzi jednotkami centrálnych Karpát a pieninského bradlového pásma. Vrch Butkov (765 m n. m.) sa nachádza na západnom okraji Strážovských vrchov. Už Andrusov (1932, 1938, 1945) opísal butkovské teleso ako veľkú antiklinálnu štruktúru s useknutým severozápadným krídlom. Interpretoval ho ako zvyšok frontálneho úseku manínskeho pásma, ktorý sa počas strednokriedovej etapy vrásnenia nasunul z oblasti tatrika do priestoru bradlového pásma. Východiskom rekonštrukcie paleonapäťového tenzora boli namerané krehké deformačné štruktúry – tektonické zrkadlá. Pri vzájomnej korelácii postupnosti jednotlivých tektonických udalostí sme vychádzali z existencie viacerých generácií kinematických indikátorov na povrchu tektonického zrkadla. Približný vek jednotlivých orientácií paleonapäťového tenzora bol stanovený na podklade doterajších výskumov v púchovskom úseku pieninského bradlového pásma.

Výsledky paleonapäťovej analýzy preukázali prítomnosť 6 deformačných etáp vo vývine butkovského bradla.

Pre najstaršiu zaznamenanú deformačnú udalosť je charakteristická kompresia v smere V – Z, sprevádzaná prevažne vznikom smerných posunov a prešmykov. Celá deformačná udalosť bola charakterizovaná ako transpresný tektonický event a spolu s nasledujúcou etapou bola zaradená do obdobia vrchnej kriedy až paleogénu (Marko et al., 1995). Ďalšia tektonická udalosť je pokračovaním transpresného tektonického režimu pri zsz.-vjv. orientovanej kompresii. Pre túto etapu je okrem množstva nameraných párových smerných posunov typický aj vznik veľkého množstva prešmykov, ktoré naznačujú postupný prechod z transpresného tektonického režimu do kompresného. Nasledujúca tektonická udalosť je určená ssz.-jjv. smerom kompresnej zložky paleonapätia a vsv.-zjz. smerom extenzie. V tejto etape prešiel transpresný tektonický režim do kompresného. Svedčí o tom aj veľké množstvo nameraných prešmykov. Vek udalosti sa udáva na oligocén až egenburg (Marko et al., 1995). Počas 4. etapy sa opätovne zmenil tektonický režim, a to z transpresno-kompresného na transtenzný pri pôsobení mladšej, sv.-jz. kompresie a na ňu kolmej extenzie. Vznik väčšieho množstva párových poklesov, orientovaných prevažne na západ, sa viaže na zsz.-vjv. orientovanú extenziu. Udalosť je datovaná do obdobia otnangu až spodného bádenu (Marko et al., 1995). Posledný záznam transtenzie je v piatej etape. Sprevádzal ju vznik poklesov a dextrálnych smerných posunov z obdobia sarmatu až panónu (Marko et al., 1995). Vznikli najmä smerné posuny a poklesy. Pre najmladšiu zaznamenanú tektonickú udalosť v študovanej oblasti je príznačný vývoj veľkého množstva poklesov pri sz.-jv. až s.-j. orientovanej osi σ_3. Vygenerovaná homogénna skupina vznikla pri extenznom tektonickom režime pravdepodobne v období pliocénu (Marko et al., 1995), pričom skupinu predstavujú poklesy orientované v smere VSV – ZJZ.

Z uvedených výsledkov paleonapäťovej rekonštrukcie vyplýva, že celé študované územie prešlo pestrou deformačnou históriou. Na odkryvoch boli dominantné predovšetkým smerné posuny (najčastejšie dextrálne).

Pozoruhodná je postupná rotácia paleonapäťového poľa v smere hodinových ručičiek, ktorú pozorujeme od najstaršej etapy a ktorá je zakončená záverečnou extenziou, spôsobenou pravdepodobne relaxáciou napätí na danom území. Analyzované údaje predstavujú počiatočný pokus o rekonštrukciu paleonapätí v tejto oblasti z hľadiska štruktúrnej geológie. Použitie moderných metód štruktúrnej geológie, ako je rekonštrukcia paleonapäťových polí z krehkých štruktúr, by mohlo byť nápomocné pri riešení tektonickej histórie manínskej jednotky aj celého bradlového pásma.

Poďakovanie. Autorka ďakuje za možnosť financovania výskumu z grantu APVV-0465-06.

M. HOFFMAN: **Záznam tektonickej aktivity v miocénnych sedimentoch Nitrianskej pahorkatiny**

Štruktúrne údaje boli zozbierané z prirodzeného odkryvu v katastri obce Dvorníky nad Váhom. Odkryv tvorí aktívne zosuvné teleso so známkami aktívneho pohybu na šmykovej ploche. Horninová výplň zosuvného telesa pozostáva z pieskov, ílovcov a jazernej kriedy s preplástkami uhoľných ílov patriacich k beladickému súvrstviu. Celé súvrstvie má mladopanónsky až pontský vek. Študovaná oblasť sa nachádza v blízkosti predpokladaného považianskeho zlomu. Samotné údaje sa merali v podobe strižných zrkadiel na ílovcoch beladického súvrstvia, ktoré je subhorizontálne zvrstvené. Vytvoril sa súbor meraní s 54 strižnými zrkadlami (zahŕňa aj údaje z obce Šintava), ktoré dosahovali potrebnú interpretačnú kvalitu. Metódami paleonapäťovej analýzy sa vytvorila rekonštrukcia napäťového poľa, ktorá poukazuje na dve extenzie v smere SSZ – JJV a SZ – JV. Extenzná os σ_3 je orientovaná v smere 309°/17°. Ide teda o subhorizontálnu extenziu s kompresnou osou σ_1 v smere 149°/72°. Táto extenzia je pozorovateľná v celom západnom bloku Západných Karpát, a to aj v rozdielnych litologických fáciách. V študovanej oblasti sa zistila aj iná populácia poklesových zlomov. Ich separáciou z primárnej populácie a následnou analýzou týchto zlomov sa zistila orientácia extenzie v smere SSZ – JJV s orientáciou osi σ_3 152°/22° a osi σ_1 324°/67°. Túto orientáciu spôsobujú buď samotné zosuvné procesy vnútri zosuvného telesa, alebo je to záznam ešte mladšej extenzie ako predchádzajúca. Ak túto extenziu spôsobuje rotácia napäťového poľa, potom je to dôkaz ešte mladších tektonických procesov, ako sú procesy v ponte. Ide teda o jednoznačne recentné pohyby v tejto oblasti Západných Karpát. Zistila sa však aj kompresná udalosť v smere SZ – JV. Jej interpretácia je otvorená na diskusiu.

Poďakovanie. Výskum sa financoval prostredníctvom Agentúry na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy č. APVV-0158-06 a grantu Univerzity Komenského č. G-08-100-00 FO 0942 111.

J. MAGLAY: **Nová geologická mapa kvartéru Slovenska v mierke 1 : 500 000**

Nová *Geologická mapa kvartéru Slovenska* tvorí účelovú syntézu kvartérnogeologických poznatkov získaných dlhodobým geologickým a geomorfologickým výskumom a mapovaním na Slovensku. Formou prehľadného a účelového grafického vyjadrenia obsahovej náplne, ako aj výstižne spracovaným textom sprievodných vysvetliviek poskytuje základný prehľad aktuálnych poznatkov o geologickej stavbe a geologickom vývoji územia Slovenska počas obdobia kvartéru. Mapa svojím obsahom nadväzuje na Vaškovského *Geologickú mapu kvartéru Slovenska 1 : 500 000* z roku 1973, ktorú významne dopĺňa a vo viacerých smeroch kvalitatívne posúva ďalej.

Geologická mapa kvartéru Slovenska 1 : 500 000 zobrazuje dva základné obsahové kvartérnogeologické prvky: 1. genetické typy kvartérnych uložení, 2. hrúbku kvartérnych uložení. Kvôli lepšej výpovednej hodnote súvisiacej s malou mierkou zobrazenia sú oba uvedené základné prvky graficky zobrazené na dvoch samostatných, no zároveň navzájom úzko súvisiacich a prepojených mapách tej istej mierky.

Prvá z máp – *Mapa genetických typov kvartérnych uložení 1 : 500 000* – prehľadne znázorňuje priestorové rozloženie a plošný rozsah všetkých základných, ako aj niektorých vybraných „prechodných“ genetických typov kvartérnych sedimentárnych a vulkanických hornín územia Slovenska. Podáva primárny obraz postupnosti ich vývoja a zákonitostí ich distribúcie a depozície.

Ako východiskové údaje sú na mape použité a účelovo upravené údaje o geologickej stavbe a vývoji kvartéru jednotlivých regiónov, obsiahnuté na regionálnych geologických mapách mierky 1 : 50 000 a vo vysvetlivkách k nim. Okrem nich sú na mape použité ďalšie údaje, extrahované zo súvisiacich monografií, ako aj zo základných geologických máp mierky 1 : 25 000 a vysvetliviek k nim.

Kvôli dosiahnutiu lepšej výpovednej hodnoty sú po prvýkrát v danej mierke mapy zvlášť farebne vyznačené plochy zobrazujúce kombinácie dvoch naložených základných genetických typov kvartérnych uložení. Ide o plochy s výskytom fluviálnych sedimentov v terasovom vývoji alebo proluviálnych sedimentov terasovaných náplavových kužeľov, na ktorých sa nachádzajú mladšie pokryvy eolických pieskov a spraší alebo eolicko-deluviálnych sprašových hlín. Plochy s nesúvislým kvartérnym pokryvom, resp. bez pokryvu

sú na mape vyznačené menej sýtymi farebnými odtieňmi v závislosti od príslušnej predkvartérnej štruktúrnej jednotky.

Mapa okrem plošných prvkov obsahuje aj bodové prvky, ktorými sú vyznačené maloplošné lokality pramenných vápencov a jaskyne dôležité z kvartérneho hľadiska.

Druhá mapa – *Mapa hrúbky kvartérneho pokryvu 1 : 500 000* – po prvýkrát v uvedenej mierke a v danom koncepčnom rozsahu zobrazuje kvalitatívne a plošné vyhodnotenie hrúbky kvartérnych uložením Západných Karpát a Panónskej panvy na území Slovenska. Spracované údaje vychádzajú z veľkého množstva podkladových materiálov, najmä z komplexnej databázy hrúbky kvartéru z viac ako 4 500 HG a IG vrtov, sond a iných zemných technických prác. Okrem tejto databázy sa na zostavenie mapy použili aj údaje z geofyzikálnych a kvartérnogeologických rezov.

Vo vzájomnom vzťahu k uvedeným genetickým typom zobrazeným na prvej mape znázorňuje mapa hrúbky výslednú štrukturalizáciu kvartérneho cyklu geodynamického vývoja územia Slovenska. Jej hlavnou náplňou sú izolínie hrúbky kvartérnych uložením znázornené v príslušných hĺbkových, farebne odstupňovaných intervaloch. Hĺbkové intervaly sú pritom odstupňované tak, aby čo najvýstižnejšie odrážali neotektonické pomery územia a vertikálne pohybové tendencie jednotlivých štruktúrno-tektonických blokov znázornených v priloženej schéme. Kvôli lepšej prehľadnosti oboch máp vzhľadom na ich mierku je znázornenie plošného rozsahu jednotlivých vyčlenených genetických typov uložením aj plôch s príslušnými intervalmi hrúbky generalizované a čiastočne účelovo upravené.

A. NAGY, L. MARTINSKÝ a J. MADARÁS: **Prečo zostavovať nové geologické mapy a aktualizovať staré?**

Od čias objavenia prvých rudných ložísk vznikla potreba zobrazenia geologickej stavby územia ich výskytu v kartografickej forme (napr. mapa výskytu zlata v oblasti Wadi Hammamat v hornom Egypte, datovaná do obdobia okolo r. 1150 p. n. l. – tzv. Turínsky papyrus). Začali sa zostavovať prvé geologické mapy rôznych mierok. Ak má ktokoľvek možnosť vidieť vedľa seba geologické mapy identickej oblasti, ale s rôznym dátumom vydania, okamžite aj ako laik vybadá neuveriteľné rozdiely.

Na porovnanie sme zvolili tri geologické mapy v mierke 1 : 500 000 celého územia Slovenska (Česko-Slovenska). Prvú vydal Ústřední ústav geologický (ÚÚG) v Prahe v roku 1953 na základe podkladov O. Hynieho z rokov 1944 – 1945. Druhá reprezentovala vzostup úrovne geológie vo vtedajšom Česko-Slovensku a vyšla tlačou v Prahe v roku 1967 (Fusán et al.). Tretiu geologickú mapu, už z územia Slovenskej republiky, zostavila súčasná generácia geológov ŠGÚDŠ (Biely et al., 1996).

Na prvý pohľad je zjavná odlišnosť úrovne kvality zobrazenej geologickej stavby. Stačí upozorniť napríklad na rozširujúcu sa náplň legendy a podrobnejšie rozčlenenie geologických jednotiek. Spresnenie horninovej náplne, jej vzniku a veku umožnil pokrok odborných a špecializovaných vedných disciplín súvisiacich s geológiou, ako sú petrológia, petrografia, stratigrafia, izotopová geológia a ďalšie. Prispela k tomu aj možnosť štúdia nových odkryvov vzniknutých aktivitou človeka v prírodnom prostredí. Súčasné mapy tak predstavujú prepojenie medzi poznatkami starších geológov, ktorí spracovali na vtedajšej úrovni poznatkov dnes už neexistujúce výstupy skalného podložia, s údajmi pochádzajúcimi z krajiny novo odkrývanej ľudskou činnosťou.

Každá geologická mapa v závislosti od zložitosti geologickej stavby sa stáva morálne a vedecky zastaranou zhruba po 15 rokoch. Opodstatnenie zostavovania nových generácií geologických máp je teda viac než zjavné. Rôzna úroveň spracovania geologických máp výrazne vystúpila do popredia pri zostavovaní unikátneho diela, ktoré predstavuje *Digitálna geologická mapa Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000,* sprístupnená na webovej stránke ŠGÚDŠ (www.geology.sk). Vďaka iniciatíve MŽP SR, ktoré túto významnú spoločenskú objednávku vedúcu k informovanosti širokej verejnosti iniciovalo, vedeckí a technickí pracovníci ŠGÚDŠ mohli po prvýkrát definovať problémy s napájaním geologických máp zostavených v rôznych časových obdobiach. Je to zvýraznené aj na informačnej vrstve kvality geologických podkladov, z ktorých bola digitálna mapa zostavená. Naplno sa tak odhalila potreba nového spracovania problematických území geologickej stavby SR.

Geologická mapa nie je dokončené mapové dielo. Je iba odrazom úrovne poznatkov v čase svojho vzniku. Vedecký pokrok napreduje a neobchádza ani geológiu. Geológia však ako jedna z mála disciplín nemôže existovať bez terénneho výskumu. Potreba fyzicky overiť nové odkryvy vznikajúce pri výstavbe či už líniových stavieb (cesty, tunely, produktovody) alebo pri získavaní nových vzoriek napr. pri realizácii vrtov, nových banských diel a veľkých stavebných komplexov je podmienkou pokroku. Nové údaje preto musia byť súčasťou informačného systému prispievajúceho k tvorbe vernejšieho obrazu geologickej stavby. Jeho prvotným výstupom je neustále aktualizovaná geologická mapa.

Poznanie geologickej stavby je podmienkou napr. lokalizácie geotermálnych vrtov, modelovania prúdenia podzemných vôd súčasne s návrhmi opatrení na ich ochranu, vyhľadávania vhodných miest na úložiská rôznych druhov odpadu a pod. Bez modernej geologickej mapy by ostatné nadstavbové disciplíny (hydrogeológia, inžinierska geológia, geofyzika, izotopový výskum, geochémia, nerastné suroviny, pôdna geológia atď.) a ich špecializované výstupy „viseli“ vo vzduchu a nemali by vierohodný podklad.

M. MORAVCOVÁ (ÁBELOVÁ), P. ŠEFČÍK, J. MAGLAY, M. VLAČIKY, J. KRÁĽ, P. KONEČNÝ a M. KUČERA: **Interdisciplinárna spolupráca geológov a paleontológov pri archeologických výskumoch**

V súčasnosti sa vo svete čoraz viac preferuje trend medziodborovej spolupráce a multidisciplinárneho prístupu k archeologickým, ako aj k iným vedeckým výskumom. Vedeckí pracovníci oddelenia neogénu a kvartéru, oddelenia izotopovej geológie a oddelenia elektrónovej mikroanalýzy Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave pomohli pri riešení viacerých domácich aj zahraničných archeologických projektov s cieľom ozrejmiť geologické pozadie viazané na archeologický výskum.

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra má dlhodobé skúsenosti najmä s metodikami vekového zaradenia a charakteristiky sedimentov, v ktorých ležia archeologické náleziská, s komplexnou širokospektrálnou analýzou zachovaných zvyškov fauny, s dodávaním informácií o historických geologických podmienkach vrátane dostupnosti nerastnej surovinovej bázy pre jednotlivé archeologické lokality, ako aj s kvalifikovaným určovaním, resp. odhadom pôvodu úžitkových predmetov vyrobených z hornín alebo minerálov.

Na základe získaných poznatkov sa Štátny geologický ústav Dionýza Štúra rozhodol vypracovať komplexný projekt spolupráce s archeologickými, ale aj inými vedeckými inštitúciami, pričom tím jeho špičkových odborníkov je schopný a ochotný spolupracovať pri riešení a riešiť otázky týkajúce sa:

– charakteristiky sedimentárneho prostredia, v ktorom sa archeologické nálezy vyskytujú, ako aj okolitých paleoenvironmentálnych podmienok prostredia obklopujúceho archeologické nálezy,

– datovania kvartérnych sedimentov, genézy prostredia a sedimentov (charakter, typ a spôsob vzniku sedimentov),

– geomorfologickej charakteristiky širšieho okolia archeologického náleziska a z tohto hľadiska limitujúcich faktorov osídlenia príslušnej oblasti,

– pedológie a pedostratigrafie,

– mineralogicko-petrografických, geochemických, izotopových, sedimentologických, paleontologických a geochronologických údajov profilov a paleopôdnych komplexov umožňujúcich regionálne a globálne porovnanie environmentálnych podmienok vzniku a stratigrafie skúmaných komplexov,

– rekonštrukcie paleoenvironmentálnych, paleoklimatických a sedimentačných zmien a cyklov,

– analýzy a rekonštrukcie klimatického záznamu a paleoteploty obdobia, v ktorom sa skúmaná kultúra nachádzala, na základe izotopov kyslíka,

– rekonštrukcie paleopotravy ľudí a zvierat na základe izotopov uhlíka a dusíka,

– rekonštrukcie charakteru rastlinnej pokrývky na základe izotopov uhlíka,

– rekonštrukcie migrácie alebo určenia nemigrácie ľudských populácií, jedincov alebo zvierat na základe izotopov stroncia a kyslíka,

– určenia sezónnosti táboriska na základe mikroštruktúr dentálneho cementu zvieracích zubov, mikroštruktúr klov mamutov a iných chobotnatcov,

– osteologického a druhového určenia kostí fauny, identifikácie a interpretácie ľudských zásahov na kostiach fauny,

– pôvodu horninových alebo mineralogických artefaktov z archeologických nálezísk,

– informácií o výskyte rudných a nerudných surovín v okolí nálezísk.

3. časť – Part 3
Environmentálna geológia
Environmental geology

P. LIŠČÁK and M. BEDNARIK: **Slope failure hazard in the Flysch lithological formation**

Slope failures are the most frequent and significant geodynamic phenomena in Slovakia, posing a threat for the environment. Of a total of 21 290 slope deformations covering the area of 2 575.912 km^2 (Kopecký et al., 2007) were registered in the Landslide Atlas, the slope failures recorded in the Flysch Formation cover an area of 1 468.92 km^2.

We used a bivariate statistical hazard assessment for the territory covered by the Flysch lithological formation. The formation includes four lithological complexes: 1. basal coarse detritic complex, 2. rhythmic complex with alternating sandstones and claystones, 3. prevailingly claystone complex and 4. prevailingly sandstone complex. The input data were provided by the Atlas of the slope stability maps of the Slovak Republic on a scale 1 : 50 000 and the digital map of Quaternary Genetical Types of Slovakia on a scale of 1 : 500 000.

The landslide hazard assessment methodology solutions in a GIS environment are based upon suitable selection of those factors, which play a dominant role in the slope stability state. The evaluated input factors reflect geological conditions, climatic and hydrologic conditions, morphometric characteristics of the relief. Selected factors are processed as **parametric maps** in raster form with 20 x 20 m cell size for the morphometric characteristics and the landslide inventory map and in this form they enter in the statistical processing, underpinned by the map algebra in a GIS environment.

Digital Elevation Model (DEM) was constructed on the topography at the scale of 110 000 with a grid of 20 x 20 m (Esprit Ltd.). Taking into account the landuse of Slovakia (agriculture and forest) we distinguished 7 altitudinal categories.

Slope angle – original slope angle grid spans values from 0° to 90°, and these were reclassified into nine categories in accord with the Atlas of Landslides (Kopecký et al., 2008).

Slope aspect – The slope aspect parameter is usually in close relationship with climatic conditions. Spatial distribution of slopes into individual Categories is almost uniform. We distinguished 9 categories of slope aspect.

Slope failures – The original attributes table of the Atlas distinguished 22 types and combinations of slope failures; we reclassified them into 5 categories: block ridges, block fields, landslides, debris flows, rock falls.

Debris flows (cover 6.095 km^2) and rock falls (cover 0.818 km^2) are of minor extent, the other three types of slope failures are dominating. **Block ridges** and **block fields** occur in the sandstone complex covering an area of 17.84 and 69.91 km^2. **Landslides** are identified in the claystone complex and in the rhythmic complex; they are spread over 1 374.56 km^2.

91.08 km^2 of the Flysch Formation falls within the very high and 1 657.67 km^2 within high level of **block ridges hazard level**; 5 623.00 km^2 of the Flysch Formation falls within very high and 6 245.49 km^2 within high level of **block fields hazard**; 9 474.73 km^2 of the Flysch Formation falls within very high and 2 207.22 km^2 within high level of **landslide hazard**.

Ľ. TUČEK, K. ČECHOVSKÁ, J. DERCO, Z. NÉMETH, M. RADVANEC, Ľ. KUCHARIČ a B. ANTAL: **Využitie priemyselného odpadu na likvidáciu CO_2**

Viaceré druhy priemyselného odpadu obsahujú pôvodné alebo modifikované minerálne zložky, ktoré pri presne definovaných P-T-t podmienkach reagujú s CO_2 v podobe jeho pevného naviazania do mriežky novovzniknutých minerálov.

Sekvestráciu (likvidáciu) plynného CO_2 sme laboratórne testovali na serpentinitovej drvine, popolčeku a troske zo spaľovania uhlia. Po zdrobnení, kvartovaní a homogenizovaní vzoriek sa realizovali chemické a mineralogické rozbory. Serpentinitová drvina obsahovala lizardit + chryzotil (~ 90 %), magnetit (maghemit; ~ 8 %), kalcit ~ 3 % a chromit ~ 0,5 %. Vzorka popolčeka obsahovala 92 % amorfnej fázy, 3 % kremeňa, 2 % plagioklasu a 3 % amfibolu. Vzorka trosky obsahovala 100 % amorfnej fázy, t. j. neboli prítomné žiadne kryštalické minerály.

Výsledkom reakcií v laboratórnom reaktore (22 – 24 °C, 0,9 až 4,0 MPa, 60 minút) bol vznik kyslých karbonátov a karbonátov. V prípade serpentinitovej drviny bol oxid uhličitý po karbonatizácii a následnej kryštalizácii filtrátu fixovaný dominantne v mineráloch – nesquehonit a hydromagnezit (obsah viac ako 97 %). Pri spracovaní vzorky popola vznikali najmä kalcit (90 %) a aragonit (10 %) a v prípade trosky aragonit (60 %) a kalcit (40 %).

Výskum pokračuje optimalizáciou P-T-t parametrov reakcií vo vysokotlakovom reaktore **PARR 4540**, ktorý umožňuje tieto parametre ľubovoľne kombinovať či vopred nastaviť izotermický alebo izobarický priebeh reakcií. Konštrukcia reaktora umožňuje suspenzie počas reakcie miešať. Proces je možné riadiť digitálnou jednotkou s registráciou časového priebehu P-T-t parametrov reakcie a otáčok miešadla. Tlakovanie sa realizuje kompresorom a boostovacím čerpadlom. Experimentálne možnosti reaktora:

- maximálna prevádzková teplota **250 °C** (limitná 350 °C),
- maximálny prevádzkový tlak **16,5 MPa** (limitný 20,0 MPa),
- nastavitelné otáčky miešadla **0** až **670 ot · min^{-1}**,
- v prípade exotermických (endotermických) reakcií možnosť chladenia (ohrevu) reakčného roztoku alebo suspenzie,
- **pH prostredia od 1 do 12** (v reakčnej nádobe možnosť úpravy pH použitím HCl, H_2SO_4, HNO_3, H_2CO_3, CH_3COOH, resp. NaOH, KOH, $Ca(OH)_2$ a Na_2CO_3),
- možnosť odberu kvapalných vzoriek priamo počas reakčného procesu.

Súčasný výskum v reaktore PARR 4540 je východiskom vytvárania technologických schém a realizačných projektov v modelovom, poloprevádzkovom a prevádzkovom meradle pre podniky, ktoré

budú musieť znižovať emisie CO_2. V konečnom dôsledku to bude príspevkom k zníženiu množstva priemyselného CO_2 emitovaného do ovzdušia, k spomaleniu globálneho otepľovania a k zníženiu množstva skladovaných odpadových materiálov priemyselných odvetví. Reaktor PARR 4540 sa bude využívať aj na experimentálne modelovanie geologických a hydrotermálnych procesov či na ďalšie mineralogické, petrologické a geochemické výskumy.

V. PRAMUK, K. ADZIMOVÁ a M. STERCZ: **Vplyv litologickej stavby a nehomogenity horninového prostredia s medzizrnovou pórovitosťou na charakteristiky znečistenia podzemnej vody chlórovanými alifatickými uhľovodíkmi v oblasti Východoslovenskej panvy**

Kenozoické kolektory v oblasti Východoslovenskej panvy sú hydrogeologicky dôležité z hľadiska využívania podzemných vôd a sú veľmi zraniteľné vo vzťahu k antropogénnym vplyvom. Vzhľadom na to je pri indíciách prítomnosti nežiaducich látok nevyhnutná špecifikácia časovo-priestorových kvalitatívnych a kvantitatívnych zmien tak podzemných vôd, ako aj samotných kontaminujúcich látok. V území nachádzajúcom sa medzi obcami Vojany, Čičarovce a Beša sa zistili nežiaduce organické látky antropogénneho pôvodu – chlórované alifatické uhľovodíky. Pôvodné chlórované uhľovodíky podliehajú v zvodnenom prostredí zmenám, a to v závislosti od konkrétnych fyzikálno-chemických podmienok a procesov využívania degradačného potenciálu environmentálnych podmienok. Identifikácia hydrogeochemických a hydrodynamických vlastností zvodneného prostredia a charakteristiky priestorových a časových zmien znečistenia sú nevyhnutnými poznatkami pri hodnotení ohrozenia podzemnej hydrosféry. Na posteri je posúdená prítomnosť pôvodných chlórovaných alifatických uhľovodíkov, dcérskych produktov ich degradácie, vplyvu litologickej stavby zvodneného prostredia na ich distribúciu v laterálnom i vertikálnom smere a zmien v hydrogeochemickom prostredí mraku znečistenia sekundárnych zdrojov. Zvodnené súvrstvie kvartérnych sedimentov tvoria dva subhorizontálne uložené kolektory. Vrchná zvodnená vrstva pozostáva z kvartérnych hlinitých pieskov a jemnozrnných pieskov s hrúbkou 6 m, spodnú vrstvu tvoria fluviálne jemnozrnné a strednozrnné piesky s hrúbkou 10 – 17 m. Medzi oboma kolektormi je hlinitý horizont – interštadiál würmu s hrúbkou 1 – 2 m. Miestami je zachovaný iba v reliktoch alebo celkom podľahol erózii a oba kolektory sú hydraulicky prepojené. Pre obe zvodnené vrstvy sa zistili hydraulické parametre s pomocou hydrodynamických skúšok, výpočtom zo zrnitostných charakteristík sedimentov zo vzoriek odobraných z rôznych hĺbkových zón, spracovaním údajov s využitím prepočtových diferencií a stanovení aproximatívnych logaritmických parametrov indexu prietočnosti Y a indexu priepustnosti Z. Nehomogenita fluviálnych kvartérnych sedimentov a ich litologická zonálnosť zapríčiňujúca variabilitu hydraulických parametrov ovplyvňujú vertikálny a horizontálny pohyb podzemnej vody a subsekventne aj prenos nežiaducich látok. Geofyzikálne rezy zostrojené na základe výsledkov VES poukazujú na rozdielnu úroveň bázy kolektora kvartérnych fluviálnych pieskov, na nerovnomerné rozdelenie hlinitého horizontu rozdeľujúceho oba kolektory a rozdielne odporové charakteristiky horninového prostredia indikujúceho zóny s menšou priepustnosťou. Dôsledkom je odlišný rozsah a rýchlosť šírenia znečistenia zo sekundárnych zdrojov a vytvorenie výrazného vretenovitého tvaru mraku znečistenia v pozdĺžnom smere. V podzemnej vode sú prítomné tak primárne kontaminujúce uhľovodíky, ako aj dcérske produkty ich degradácie. Transformácia pôvodných znečisťujúcich chlórovaných alifatických uhľovodíkov v mraku znečistenia vyústila do prevahy izomérov dichlóreténu s výraznou prevahou cis-1,2 dichlóreténu (podiel až 95 %). Príčinou je absencia vhodných podmienok na jeho ďalšiu redukciu. Vertikálne rozdelenie obsahu chlórovaných alifatických uhľovodíkov poukazuje na neprítomnosť vyšších hodnôt chlórovaných alifatických uhľovodíkov v prvom zvodnenom horizonte a na ich kumuláciu v hornom intervale spodného horizontu fluviálnych pieskov, a teda bezprostredne pod úrovňou jemnozrnných sedimentov, menej priaznivých na migráciu kontaminantov. V hlbších zónach zvodnených fluviálnych pieskov sa vysoké hodnoty kontaminantov nezaznamenali. Diferenciáciu vertikálnych hodnôt obsahu chlórovaných alifatických uhľovodíkov v profile kvartérnych uložení zapríčinil prienik prvotných chlórovaných uhľovodíkov do prostredia prvej zvodne a v dôsledku ich špecifických vlastností presun do nižších polôh zvodneného súvrstvia. Tento presun výrazne ovplyvnila lokálna konfigurácia vrstiev s rôznou priepustnosťou a tým aj rôznymi tlakovými pomermi zvodne.

M. KOPPA: **Hodnotenie kvality a vývoj chemického zloženia povrchových vôd modelového regiónu (povodie toku Ondavy a Tople)**

Študovaný modelový región sa nachádza vo Východoslovenskej nížine, v mieste, kde sa stretávajú rieky pretekajúce oblasťou – Topľa a Ondava. Z hľadiska dobre vyvinutej riečnej sústavy v danej oblasti je možné pomocou dlhodobého monitorovania kvality povrchových vôd identifikovať zdroj a pôvod kontaminácie povrchových vôd.

Cieľom práce bolo charakterizovať vývoj kvality povrchových vôd tokov Ondavy a Tople v študovanej oblasti na základe hodnotenia chemických analýz prostredníctvom štatistického spracovania údajov vybraných parametrov vôd a sledovaním ich vzťahov. Analýzy dlhodobých časových radov poukazujú na variabilitu v koncentrácii týchto parametrov. Vlastná práca bola založená na podrobnom sledovaní dlhodobých sezónnych zmien koncentrácie vybraných parametrov a posudzovaní kvalitatívnych vlastností chemického zloženia povrchových tokov Ondavy a Tople. Údaje sa použili z dostupných databáz chemických analýz povrchových vôd realizovaných SHMÚ. Použité údaje pochádzajú z kontinuálneho monitoringu, ktorý prebiehal v rokoch 1983 – 2004 na štyroch stacionárnych monitorovacích staniciach (Poša, Nižný Hrušov, Božčice a Horovce). Známym zdrojom kontaminácie v regióne sú antropogénne aktivity sústredené v okolí Vranova nad Topľou (odkaliská popolovín južne od obcí Poša a Hencovce), ktoré sa významne podieľajú na negatívnom ovplyvňovaní kvality povrchových vôd Ondavy aj Tople.

Výsledkom práce je štatistické a grafické spracovanie databáz údajov, ktoré sú následne interpretované pozorovaním vzájomných vzťahov a závislostí, prípadne sa porovnávajú s výsledkami z iných zdrojov. Jednotlivé grafické výstupy opisujú sezónne zmeny hodnôt koncentrácie vybraných parametrov časových radov obidvoch tokov riek Ondavy a Tople v závislosti od obsahu priemerného denného prietoku. Zistenie vzťahov medzi každou dvojicou parametrov z hodnoteného súboru údajov sa určovalo pomocou korelačnej analýzy.

Skúmaním vzťahov medzi jednotlivými parametrami vôd Ondavy a Tople a geochemickými vlastnosťami prostredia sa dospelo k záveru, že ide o značne geochemicky odlišné povrchové toky. V priestore povodia toku Ondavy sú povrchové vody zaťažené vplyvmi antropogénnych zdrojov znečistenia. Tieto zdroje sa dominantne podieľajú na tvorbe chemického zloženia vôd Ondavy. Naproti tomu, vývoj chemického zloženia rieky Tople reprezentuje prirodzenú genézu chemického zloženia vôd. Odrazom toho sú výrazné rozdiely v chemickom zložení obidvoch riek.

Poďakovanie. Táto práca tematicky nadväzuje na riešenie projektu vedeckej grantovej agentúry Ministerstva školstva Slovenskej republiky (MŠ SR) a Slovenskej akadémie vied (SAV) pod zmluvným číslom VEGA 1/2037/05 a VEGA 1/0312/08.

P. LIŠČÁK a L. PETRÝDESOVÁ: **Zosuvné územie západného okraja Nitrianskej pahorkatiny vo vzťahu k VD Hlohovec – Sereď**

V súvislosti s perspektívnou výstavbou vodného diela (VD) Hlohovec – Sereď sa do popredia dostáva problematika stability zosuvného územia západného ohraničenia Nitrianskej pahorkatiny.

VD Hlohovec – Sereď bude umiestnené v inundačnom území Váhu, v úseku vymedzenom na južnej strane líniou konca zdrže Vodného diela Kráľová pod Sereďou a na jej severnej strane vyústením odpadového kanála od VE Madunice do Váhu pri Hlohovci. Ide o líniovú stavbu orientovanú v smere sever – juh v dĺžke zhruba 23 km.

Z hľadiska geologickej stavby územie budujú sedimenty neogénu (pliocén), ktoré sú pokryté kvartérnymi sedimentmi s rôznou hrúbkou. Neogénne sedimenty vystupujú už v hĺbke 0,3 až 0,7 m pod terénom, v údolnej nive Váhu v hĺbke 8 až 20 m pod povrchom terénu. Tvoria ich mohutné súvrstvia ílov a pieskov s polohami a šošovkami pieskovcov, ojedinele zlepencov. Kvartérne sedimenty zastupujú fluviálne náplavy Váhu a eolicko-deluviálne a proluviálne sedimenty.

Uvedené geologické prostredie je výrazne postihnuté svahovými deformáciami, ktoré postihujú aj neogénne sedimenty. Otepka (1983) na základe morfologických znakov a aktivity vyčleňuje 3 generácie **zosuvov**:

Zosuvy *prvej generácie* predstavujú najstaršie svahové deformácie. Majú prirodzený pôvod a nachádzajú sa v záverečnom štádiu vývoja. Morfologické tvary sú zastreté a nevýrazné.

Zosuvy *druhej generácie* sú relatívne mladšie. Charakterizujeme ich ako periodické, prirodzené, recentné, potenciálne až upokojené, v pokročilom až záverečnom štádiu vývoja. Postihujú stredné časti svahov a ich hĺbka sa pohybuje prevažne do 20 m.

Zosuvy *tretej generácie* vytvárajú súvislý pás svahových porúch na okraji Nitrianskej pahorkatiny. Sú prirodzené, recentné, periodické, aktívne až potenciálne, v počiatočnom až pokročilom štádiu vývoja. Hrúbka zosuvov tretej generácie dosahuje hĺbku 10 až 15 m, časté sú však výskyty šmykových plôch v hĺbke 20 až 30 m. Šmykové plochy sú prevažne rotačné, rotačno-planárne alebo kombinované.

Zemné zrútenia sú vyvinuté v južnej časti územia v okolí Šintavy na nárazovom brehu Váhu. Vytvárajú kolmé steny vysoké 5 až 12 m, ktoré účinkami bočnej erózie Váhu opadávajú a postupne sa rozširujú. Sú kombinované so zosuvmi blokového typu menších rozmerov.

V rámci projektu MŽP SR *Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov životného prostredia SR*, podsystému *Zosuvy a iné svahové deformácie*, tu oddelenie inžinierskej geológie ŠGÚDŠ od roku 1998 vo vybudovaných inžinierskogeologických prieskumných dielach [pochádzajúcich z predchádzajúcich prieskumov (IGHP, 1983, 1991)] vykonáva pravidelné merania zmien stavu napätia masívu pomocou metódy PEE. Pri jej aplikácii sa zaznamenáva aj aktuálny stav hladiny podzemnej vody.

Výstavba VD Hlohovec – Sereď výrazne ovplyvní zosuvné svahy záujmového územia. Z hľadiska konfigurácie VD najkritickejší stav je na kontakte pôsobenia bočnej, a dokonca aj dnovej erózie Váhu so zosuvným územím. Ide predovšetkým o úsek na ľavej strane Váhu pri Horných Zeleniciach a Posádke s dĺžkou zhruba 2,3 km, resp. nárazový breh meandra Váhu severne od Šintavy v dĺžke okolo 2,0 km. V uvedených úsekoch bude nevyhnutné realizovať podrobný geotechnický prieskum kvôli návrhu optimálnych stabilizačných opatrení.

Poďakovanie. Príspevok vznikol za spolufinancovania Grantu UK č. 271/2009.

Z. KOMPANÍKOVÁ a M. BRČEK: **Teplotná rozťažnosť travertínov pri Spišskom Podhradí**

Teplotná rozťažnosť hornín je predmetom záujmu viacerých vedných odborov – inžinierskej geológie, mineralógie, geofyziky, stavebného inžinierstva a iných. Poskytuje informácie využiteľné vo výskume aj v praxi. Je jedným z dôvodov zhoršenia kvality hornín využívaných ako dekoračný kameň a jedným z faktorov, ktorý v iniciálnej fáze generuje postupné rozvoľňovanie horninových masívov a vo finálnej fáze vedie k vzniku nežiaducich svahových pohybov s rôznou kinetikou a rýchlosťou. Na jej zisťovanie sa používa prístrojové vybavenie, dilatometer alebo termodilatometer, pričom sa zisťujú dĺžkové zmeny vzorky spôsobené zmenou teploty. Táto zmena sa charakterizuje pomocou relatívnej dĺžkovej rozťažnosti – dilatancie (ε). Z nej sa určuje koeficient teplotnej dĺžkovej rozťažnosti (α) skúmanej horniny a trvalej teplotnej deformácie (ΔL).

Travertín, na ktorom sa zisťovali dĺžkové zmeny, má monominerálne zloženie a je výrazne štruktúrne heterogénny. Je preň charakteristická vysoká a chaoticky rozložená pórovitosť. Vzorky sa odobrali z travertínovej kopy z lokality Spišský hrad vo forme blokov s označením orientácie vzhľadom na ich pozíciu v horninovom masíve (vrstvovitosť). Merania sa vykonali na skúšobných vzorkách – valčekoch zhotovených jednak v smere kolmom na vrstvovitosť, jednak v smere paralelnom so smerom vrstvovitosti. Na meranie dĺžkových zmien travertínu sa použil termodilatometer VLAP 03, ktorého teplotný rozsah je prispôsobený prírodným podmienkam. Termodilatometrické skúšky sa uskutočnili v letnom teplotnom cykle – ohrev. Letný cyklus predstavuje rozmedzie teplôt v letnom období, pričom vzorka sa ohrieva. Ohrev prebieha v teplotnom rozsahu od +20 °C do +60 °C. Pri zohrievaní a ochladzovaní vznikali v travertíne vratné dĺžkové a objemové zmeny, vyjadrené reakciou travertínu na zmenu teploty. Zistil sa koeficient lineárnej (dĺžkovej) rozťažnosti pre vzorky travertínu paralelné s vrstvovitosťou ($\alpha = 3{,}85 \cdot 10^{-6}$ až $5{,}86 \cdot 10^{-6}$ °C^{-1}) a kolmé na vrstvovitosť ($\alpha = 7{,}18^{-6}$ až $8{,}91 \cdot 10^{-6}$ °C^{-1}). Hodnoty trvalej teplotnej deformácie v prípade vzoriek travertínu paralelných s vrstvovitosťou boli ΔLr = 0,003 7 až 0,004 9 mm a v prípade vzoriek travertínu kolmých na vrstvovitosť ΔLr = 0,005 8 až 0,007 9 mm.

Cieľom pozorovania a posúdenia veľkosti vplyvu teplotného pôsobenia na správanie horninových vzoriek vystavených istým simulovaným teplotným intervalom, podobným, aké prebiehajú v prírodných podmienkach, je zistenie ich teplotno-rozťažných parametrov a následné stanovenie reziduálnej deformácie (výslednej permanentnej zmeny dĺžky v dôsledku teplotného pôsobenia) horninovej vzorky pre potreby ozrejmenia mechanického efektu na horninu vplyvom zmrazovacích a rozmrazovacích cyklov a náhlych zmien teploty. Pri tejto zmene nastávajú dilatačné zmeny. To vyvoláva v stavebnom kameni mikrotrhliny a v horninovom masíve vznik degradačných procesov.

Tento príspevok bol vypracovaný v rámci grantov pre doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov Univerzity Komenského (UK/241/2009, UK/340/2009).

4. časť – Part 4

Sedimentológia, biostratigrafia a paleontológia

Sedimentology, biostratigraphy and paleontology

J. VOZÁR, V. ŠIMO a A. VOZÁROVÁ: **Prvý nález fosílnych stôp v perme severného gemerika**

Severne od obce Hnilčík v oblasti hrebeňa Trubačovec (Gretla) na viacerých odkryvoch novej lesnej cesty v horizontoch na rozhraní petrovohorského a novoveského súvrstvia (*sensu* Bajaník et al., 1981) sa našli ichnofosílie.

V severnom gemeriku spočívajú permské sedimenty nesúhlasne na rôznych častiach predvrchnokarbónskych komplexov, ako aj na častiach vestfálskych formácií, nerovnomerne zrezaných eróziou (na zlatníckom a čiastočne až na rudnianskom súvrství). Permské sedimenty krompašskej skupiny boli smerom odspodu nahor rozdelené na tri litostratigrafické jednotky – súvrstvia: knolské, petrovohorské a novoveské (Bajaník et al., 1981, 1984).

Petrovohorské súvrstvie je najmohutnejší súbor z permských litostratigrafických jednotiek (hrúbka 750 – 900 m). Vek bol doložený viacerými metódami – biostratigraficky, na základe sporomorf a rádiometricky na základe izotopov Pb. Asociácia sporomorf, najmä vedúce formy *Vittatina* div. sp., *Nuskoisporites dulhuntyi* a *Limitosporites moersensis*, dokladajú širšie vekové rozpätie – autun až saxón (Planderová, 1979, rukopisné údaje). U/Pb datovanie sulfidov z uránonosného horizontu z oblasti Novoveskej Huty prinieslo zo stratiformných akumulácií veľký rozptyl vekov, staršie 240 ± 30 mil. rokov a mladšie, alpínske veky v rozpätí od 110 po 178 mil. rokov (Zinovjev in Žukov, 1978; Arapov et al., 1984; Háber a Rojkovič, 1989).

Pre petrovohorské súvrstvie je charakteristická polyfázová vulkanická aktivita, ktorá dobre koreluje s vývojom regionálne vyvinutých veľkých sedimentárnych cyklov.

Novoveské súvrstvie sa vyznačuje zmenšovaním veľkosti zrna smerom do vrchných častí a prítomnosťou evaporitového horizontu. V bazálnej časti novoveského súvrstvia sa spolu s pieskovcami a bridlicami vyskytujú polymiktné, štruktúrne pomerne dobre vytriedené, prevažne strednozrnné zlepence. Sú usporiadané do malých aluviálnych cyklov, laterálne a vertikálne vystriedaných pieskovcovo-bridličnatými sedimentmi a evaporitmi.

Sedimenty novoveského súvrstvia odzrkadľujú prechod od riečneho do príbrežno-sebchového a lagunárno-plytkomorského sedimentačného prostredia v semiaridných/aridných klimatických podmienkach. Izotopové analýzy O a S (Kantor et al., 1982) z evaporitov dokumentujú zloženie vody zodpovedajúce vrchnému permu (zechstein) s maximálnym trvaním do spodného kampilu. Toto stratigrafické zaradenie vyplýva aj z pozície evaporitového horizontu v podloží faunisticky doložených siliciklasticko-karbonátových sedimentov otvoreného mora s *Claraia clarai* (vrt SM-1; Maheľ a Vozár, 1973) a s faunou foraminifer *Meandrospira cheni* (Ho) a *Meandrospira pusilla* (Ho) (vrt RHV-25; Salaj in Vozárová et al., 1993) zodpovedajúcou strednému a vrchnému kampilu.

Ichnofosílie nájdené na ?báze novoveského súvrstvia indikujú zmeny vo vývoji sedimentačného prostredia, ktoré ovplyvňovali cyklické nástupy mora. Dôležité ekologické zmeny rozhrania v rámci permu až spodného triasu sa môžu sledovať práve na základe zmien spoločenstva fosílnych stôp (Twitchett a Barras, 2004). Štádium osídlenia substrátu ichnospoločenstvom *Planolites* môžu predstavovať náznaky kolonizácie, prípadne rekolonizácie ekosystému, ktorej postup je už evidentný vo vrchnej časti spodného triasu (Olšavský a Šimo, 2007). Tento nález je zaujímavý aj tým, že ichnofosílie majú už jednoznačne plytkomorský pôvod.

K. KRONOME: **Microfacies of Upper Triassic limestones of Hallstatt-facies on selected outcrops in the Slovak Krast**

The presentation focuses on the study of Upper Triassic pelagic limestones in two selected outcrops geographically situated in the Slovak Karst areas, belonging to the Hallstatt series of the Silica nappe.

In the locality "Nový lom" there have been studied limestones outcropping in the woods below the quarry. They are grey to light pink fine-grained lower Norian limestones gradually changing upward into spotted pinkish grey limestones without cherts. The base of the profile is built by weakly thick-bedded limestones with bed thickness decreasing upward. Channell et al. (2003) consider these limestones Massiger Hellkalk. The base of the profile belongs to the upper *E. primitia* zone. The upper part of the profile belongs to the *E. abneptis* zone (Channell et al., 2003). The overlying limestones exposed in the Nový lom are uppermost lower Norian or lower middle Norian in age. These are pink to red, characteristically bedded Hallstatt limestones, which are in tectonic contact with the thick-bedded to massive dark brownish red Hallstatt limestones approximately in the middle of the quarry. Their age was defined on the basis of conodonts (Budurov and Pevný, 1970). The microfacial analysis shows that the limestones are micritic wackestones rich for bioclasts, radiolarians and filaments belonging to SMF 3 and FZ 1.

In the Bohúňovo locality the Hallstatt Limestones and Zlambach beds of the Silica Nappe were found. This section of the outcrop is strongly covered. The Norian age of the Hallstatt limestones in this locality was defined by *Metapolygnathus bidentatus* Mosher (Mock, 1971). From the microfacial point of view they are micritic or microsparitic bioclastic limestones, packestones, rich on peloids and micritic intraclasts. Most frequent microfossils represent *Globochaetes* and thin shell ostracods. SMF of those limestones is 3 and FZ 1.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0280-07, APVV 0208/07, SK-AT-0005-08 and VEGA 1/07.

L. RYŠAVÁ: **Nové poznatky o lito- a biostratigrafii mezozoických sekvencií chočskej jednotky Čachtických Karpát v oblasti Bziniec pod Javorinou (časť Hrušové)**

Študovaná oblasť sa nachádza v záreze cesty nad Hrušovým. V záreze cesty je čiastočne odkrytý vrstvový sled od triasu až po spodnú kriedu, z ktorého sa odoberali vzorky na mikrofaciálnu analýzu. Územie bolo geologicky vyhodnotené a zmapované (Began et al., 1982). Na základe mikrofaciálnej analýzy sa vyčlenili nasledujúce litofaciálne typy:

– ***reiflinské vápence*** (anis – karn) s pelbiomikrosparitovou mikrofáciou (*wackestone* s prechodom do filamentovej mikrofácie typu *packstone*) s ojedinelým výskytom foraminifer, úlomkov bivalvií, krinoidových článkov, ostrakódov, mikroproblematík (*Baccinella floriformis* Pantić, *Aelisaccus gracilis* Pantić). Matrix je prestúpený kalcitovými žilkami a stylolitmi s hojnou koncentráciou pyritu.

– ***wettersteinský dolomit*** (ladin – karn) – dolomitický vápenec až dolomit, ktorý obsahuje úlomky krinoidových článkov, úlomok nodosaridnej foraminifery a drobné pelety, miestami uzatvárajúce úlomky organických zvyškov (najskôr úlomky krinoidových článkov).

– ***dachsteinské vápence*** (mladší norik – rét) s pelbiomikrosparitovou mikrofáciou s početnými ooidmi až prechodom do ooidového vápenca (*packstone* až *grainstone*). Obsahujú aj úlomky

dasykladálnych rias, gastropódov, ostrakódov, bivalvií, hyalínnych a aglutinovaných foraminifer, *Nodosaria* sp. a krinoidové články.

– ***hierlatzké súvrstvie*** (sinemúr – domér), ktoré budujú výlučne články krinoidov *(grainstones)*. Väčšina z nich je dvojčatne lamelovaná, časť organických zvyškov je bohato impregnovaná oxidmi Fe. Obvody krinoidových článkov zvýrazňujú početné stylolity. Prítomné sú aj úlomky lastúrnikov, foraminifer a ostne ježoviek. Zaznamenali sa aj extraklasty pelmikrosparitového vápenca a bridlíc, miestami aj výrazný podiel glaukonitu.

– ***rotensteinské vápence*** (kelovej – oxford) s filamnetovou mikrofáciou s prechodmi do rádioláriovo-filamentovej mikrofácie (*wackestone* až *packstone*). Prítomné sú aj globochéty, foraminifery, krinoidové články a fragmenty lastúrnikov. Pretože rotensteinský vápenec je definovaný ako výlučne oxfordský sediment, bude potrebné urobiť jeho redefiníciu.

– ***tegernseeské vápence*** (kimeridž – titón) s globochétovo--sakokómovou, globochétovo-filamentovou a rádioláriovo-spongiovou mikrofáciou (*wackestone* až *packstone*). Vápence obsahujú ihlice hubiek, kalcifikované rádiolárie, cysty vápnitých dinoflagelát – *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Schizosphaerella minutissima* (Colom), *Cadosina parvula* Nagy, *Colomisphaera nagyi* (Borza), *Colomisphaera pieniniensis* (Borza), *Cadosina semiradiata semiradiata* Wanner, *Colomisphaera fibrata* (Nagy), *Colomisphaera carpathica* (Borza), *Carpistomiosphaerella borzai* (Nagy) a *Parastomiospahera malmica* (Borza). Miestami bolo možné pozorovať silicifikáciu výplne cýst a čiastočnú silicifikáciu rádiolárií. Prítomné sú aj úlomky brachiopódov, bivalvií, aptychov a krinoidových článkov. Vápence biostratigraficky patria k vrchnokimeridžskej zóne Borzai a spodnotitónskej zóne Malmica. V práci Begana et al. (1982) je táto časť sukcesie zaradená do nadložného, oberalmského súvrstvia.

– ***oberalmské súvrstvie*** (vrchný titón – vrchný berias) s rádioláriovo-kalpionelovou a kalpionelovo-globochétovou mikrofáciou (*wackestone*). Obsahuje krinoidové články, bivalvie, sporadicky sakokómy, ihlice hubiek, ostrakódy, aptychy, prierezy foraminifer, *Involutina* sp., *Crassicollaria parvula* Remane, *Crassicollaria colomi* Doben, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *Remaniella ferasini* (Catalano), *Remaniella borzai* Pop, *Remaniella catalanoi* Pop a cysty – *Schizosphaerella minutissima* a *Cadosina semiradiata fusca* Wanner. Na základe kalpionelíd bolo možné indikovať vrchnotitónsku zónu *Crassicollaria*, subzónu *Colomi* a beriaskú zónu *Calpionella* s vrchnoberiaskou subzónou *Elliptica* (sensu Reháková, 1995).

Poďakovanie. Príspevok vznikol za finančnej podpory grantového projektu APVV 0280-07.

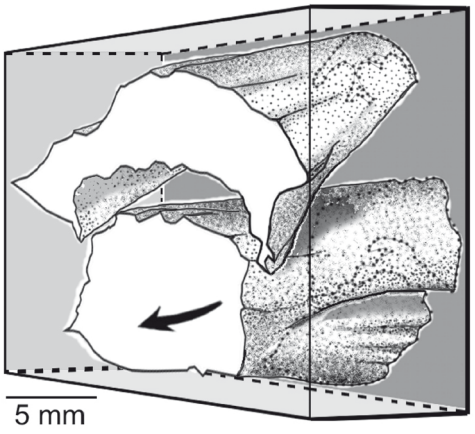
V. ŠIMO: **Nový typ fosílnej stopy zo spodnojurskej „fleckenmerglovej" fácie v súvrství Janoviek**

Spodnojurská sekvencia na lokalite Skladaná skala (lom na pravej strane Váhu pri železničnej trati pri Švošove) obsahuje vápence a slienité vápence s pravidelne sa striedajúcimi tenkými vrstvami ílovcov s niekoľkými vrstvami spongolitov a piesčitých vápencov. Hrúbka vrstiev nie je stála (kolíše v rozmedzí od 5 – 25 cm), na niektorých miestach sa vrstvy vyklinujú. Smerom zdola nahor sa hrúbka vrstiev vápencov zmenšuje a mení sa aj ich litologické zloženie na slienité vápence až ílovce. Hrúbka celej sekvencie je približne 250 m. Mikritické vápence najčastejšie obsahujú spikuly, zriedkavejšie aj úlomky lastúrnikov. Rozpätie sekvencie bolo stanovené na základe fauny amonitov od sinemúru po toark (Rakús, 1984). Spodnojurské bioturbované vápence krížňanského príkrovu boli zaradené do súvrstvia Janoviek (Gaździcki et al., 1979). Rytmickosť ílovcov, vápencov, spongolitov, ale aj piesčitých vápencov zrejme zapríčinil turbiditný charakter režimu sedimentácie.

Spodnojurské ichnofosílie z lokality Skladaná skala sú typické hlbokovodné spoločenstvo fosílnych stôp. Vyskytujú sa tu ichnorody *Chondrites*, *Teichichnus*, *Planolites*, *Thalassinoides* a *Zoophycos*. Charakter ichnospoločenstva od najspodnejších častí profilu až po najvrchnejšie vrstvy sa v podstate nemení, v spodných aj vrchných vrstvách sekvencie sa nachádzajú tie isté ichnorody.

Nový typ valcovitej stopy, ktorá je paralelná s vrstvovitosťou s konvexnou lamelou nad hlavnou časťou stopy, je jednou z najčastejšie sa vyskytujúcich stôp. Štruktúra opísanej stopy je podobná ichnorodu *Teichichnus*. Táto stopa sa vyskytuje v asociácii s ichnofosíliami *Zoophycos*, *Teichichnus* a *Chondrites*. Sériové rezy ichnofosílie odhalili, že konvexné lamely postupne splývajú s hlavnou valcovitou časťou stopy (obr. 1). Nad hlavnou časťou chodby sa v kolmom priereze vyskytujú maximálne dve viditeľné lamely, pričom najvýraznejšia je tá, ktorá je bližšie k valcovitej chodbe. Na väčšine nálezov (90 %) sú viditeľné tieto stopy len s jednou lamelou (obr. 1). Konvexný tvar lamely nad hlavnou chodbou vytvára dojem, že stopa vznikala pohybom pôvodcu stopy v sedimente smerom do podložia. Smer pohybu pôvodcu stopy bol ale skôr horizontálny v smere vyklinovania lamely (smer pohybu pôvodcu štruktúry na obr. 1 je naznačený šípkou), pričom mohlo dochádzať aj k miernym posunom aj vo vertikálnom smere do nadložia alebo podložia. Charakteristicky orientovaný prierez stopy môže slúžiť ako geopetálna štruktúra a teoreticky sa nevylučuje ani možnosť využitia tejto stopy v stratigrafii.

Poďakovanie. Tento príspevok vznikol za pomoci Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci riešenia projektu LPP 0107-07.



Obr. 1. Fosílna stopa.

Fig. 1. Fossil imprint.

P. LEDVÁK: **A remarkable assemblage of Middle Jurassic (Bathonian) crinoids in the Czorsztyn Limestone (Pieniny Klippen Belt)**

Red nodular Czorsztyn Limestone represents one of the most fossiliferous facies in the Western Carpathians Jurassic, ranging generally from the Late Bajocian to the Early Tithonian. It contains rich ammonite fauna especially in its Middle Jurassic part, recently redescribed from several sites in Slovakia (Schlögl, 2005). While ammonites as well as brachiopods attracted attention of many paleontologists for more than a century, other fossils like sponges, bryozoans, solitary corals and echinoderms, also common in the formation, have only been sparsely described. However, echinoderms (especially crinoid) are after ammonites and rock-forming bivalve *Bositra buchi* (Roemer), the most common and diverse group, which clearly dominate in the fossil benthic community.

The aim of this contribution is to bring closer one remarkable assemblage of Middle Jurassic (Bathonian) crinoids from the Czorsztyn Limestone found at the Kamenica Castle Klippe in southeast Slovakia. The crinoid fauna occur in a single marlstone bed which intercalates nodular limestone. Until now, the following taxa have been recognized: *Lonchocrinus dumortieri* (De Loriol), *Eugeniacrinites* cf. *cariophilites*, *Sclerocrinus compressus* (Goldfuss), *Phyllocrinus*

fenestratus Dumortier, *Pilocrinus* n. sp., *Plicatocrinus tetragonus* Jaekel, *Balanocrinus* cf. *subteres*, *Chariocrinus bathonicus* (De Loriol), *Hispidocrinus cingulatus* (Goldfuss) and *Millericrinidae* indent. Among these crinoids the most common are ossicles of *Lonchocrinus dumortieri* and *Balanocrinus* cf. *subteres*. Most of the taxa recognized in the marlstone bed belong to a group of small and sturdy cyrtocrinids which lived attached to hard substrates like hard bottoms or shells of ammonites or brachiopods. For many years paleontologists considered them to be extincted. However, discoveries of the deep sea expeditions made in the 1980s have shown that cyrtocrinids live also today in depths exceeding hundreds of meters. Such depths are also proposed for almost all fossil cyrtocrinids commonly found in association with sponges and brachiopods all over the World.

It is presumed that deepening of the Czorsztyn basin during Middle Jurassic (Bajocian/Bathonian) caused "shrinking and disappearance" of benthic crinoid communities (Głuchowski, 1987). However, even when the vast "crinoid forests" clearly disappeared during Middle Jurassic, they were swiftly replaced by the less dense but not less diverse "deep sea" crinoids, like cyrtocrinids and long stalked balanocrinids.

Š. JÓZSA: **Biostratigrafia vrchného aptu pelagických súvrství pieninského bradlového pásma a fatrika (Chočských vrchov a Malej Fatry) Západných Karpát na základe planktonických foraminifer**

Predmetom štúdia boli pomerne vzácne výskyty profilov s možnosťou štúdia výskytu a distribúcie planktonických foraminifer v párnickom (fatrikum Chočských vrchov a Malej Fatry), nižnianskom a rudinskom súvrství (pieninské bradlové pásmo). Najstaršie asociácie bolo možné pozorovať v distálnych častiach nižnianskeho súvrstvia. Asociácia získaná z čiernych bridlíc v nižnianskom súvrství obsahovala planktonické foraminifery zóny *Leupoldina cabri* so sférickým, predĺženým a radiálnym typom komôrok *(Blefuscuiana/ Hedbergella, Globigerinelloides, Liliputianella, Leupoldina, Schackoina, Pseudoschackoina)*. Najčastejšie sú formy so sférickým typom komôrok, pričom časté až menej časté sú ostatné morfotypy. V párnickom súvrství tejto zóny bolo možné popri početných formách so sférickým typom komôrok pozorovať vzácne formy s radiálnym typom komôrok *(Leupoldina)*. Morfotypy s predĺženým typom komôrok sú prítomné, aj keď nie typické, v zóne *Globigerinelloides ferreolensis* (v párnickom súvrství). Vzácne sme tu pozorovali boomy druhu *Lilliputianella globulifera* (Kretchmar and Gorbachik). Pre zónu *Globigerinellodes ferreolensis* a *Globigerinelloides algerianus* sú dominantné morfotypy so sférickým typom komôrok (*Blefuscuiana/ Hedbergella, Globigerinelloides* s prítomnosťou typických veľkých globigerineloidov). Asociácie planktonických foraminifer zóny *Globigerinelloides algerianus* bolo možné sledovať v nižnianskom a rudinskom súvrství. Neskoršiu asociáciu s *Globigerinelloides, Blefuscuiana*/*Hedbergella* a *Pseudoplanomalina* môžeme priradiť k zóne *Planomalina cheniourensis*/*Hedbergella trocoidea* (párnické a rudinské súvrstvie). Najmladšiu asociáciu tvoria morfotypy so sférickým typom komôrok s *Blefuscuiana*/*Hedbergella, Ticinella, Globigerinelloides,* resp. *Planohedbergella*. Túto asociáciu možno priradiť k zóne *Ticinella bejaouaensis* (rudinské súvrstvie, párnické súvrstvie). Definície zón planktonických foraminifer sú použité podľa zonácie z práce Robaszynski in Hardenbol et al. (1998).

Poďakovanie. Tento výskum sa realizoval vďaka podpore projektov APVV-0280-07 a APVV-0465-06.

S. OZDÍNOVÁ: **Oligocénne nanofosílie z paleogénnych paniev Západných Karpát**

Vápnité nanofosílie sa študovali v dvoch paleogénnych panvách Západných Karpát – v Liptovskej kotline, vrt Vlachy, a v Lučenskej kotline, vrt Rapovce.

V oligocénnych sedimentoch oboch vrtov sa našli asociácie vápnitých nanofosílií nanoplanktónových zón NP 21, NP 22, NP 23 a NP 24/25.

Zóna NP 21 *Ericsonia subdisticha* – zistila sa vo vrte Rapovce na základe výskytu druhu *Isthmolithus recurvus* a veľmi ojedinelého výskytu druhov *Discoaster barbadiensis* a *Discoaster saipanensis*. Poukazuje to na vrchnú časť zóny NP 21. Spoločenstvo vápnitých nanofosílií typických pre túto zónu zastupovali druhy *Biantolithus spinosus, Helicosphaera copmacta, Helicophaera perch-nielseniae, Chiasmolithus oamaruensis, Reticulofenestra hillae, Reticulofenestra* cf. *lockeri* a *Reticulofenestra umbilica*.

Zóna NP 22 *Helicosphaera reticulata* – bola stanovená vo vrte Rapovce najmä na základe absencie druhu *Isthmolithus recurvus*. V tejto zóne sa prvýkrát objavujú druhy *Chiasmolithus altus* a *Sphenolithus distentus* a svoj posledný výskyt majú druhy *Cyclococcolithus formosus* a *Reticulofenestra umbilica*. Našli sa aj druhy typické pre túto zónu: *Chiasmolithus oamaruensis, Reticulofenestra hillae, Reticulofenestra lockeri* a *Sphenolithus predistentus*.

Zóna NP 23 *Sphenolithus predistentus* – bola stanovená vo vrte Rapovce aj Vlachy. Vo vrte Rapovce bola zóna stanovená najmä na základe výskytu druhu *Reticulofenestra ornata*. Vo vrte Vlachy bola určená najmä na základe výskytu druhu *Cyclicargolithus abisectus* vo vzorke z úseku 595 m (Halásová in Vass et al., 2009), ktorý sa prvýkrát objavuje na hranici zón NP 23/NP 24. Zastúpené boli aj druhy typické pre túto zónu – *Helicosphaera compacta, Sphenolithus predistentus, Reticulofenestra lockeri* a *Reticulofenestra hillae*. Sporadicky sa ešte vyskytujú druhy *Cyclococcolithus formosus* a *Reticulofenestra umbilica*. Najviac zastúpenú skupinu druhov tvorili opäť *Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Dictyococcites bisectus* a *Zygrhablithus bijugatus*.

Zóny NP 24 *Sphenolithus distentus*/NP 25 *Sphenolithus ciperoensis*. – Zóna NP 24 bola určená na základe prvého výskytu druhu *Cyclicargolithus abisectus* vo vzorke z úseku 595 m, ktorý sa prvýkrát objavuje na hranici zón NP 23/NP 24. Hranicu medzi zónami NP 24 a NP 25 nebolo možné určiť, pretože je definovaná ako úsek posledného výskytu druhu *Sphenolithus distentus*, ktorý sa vo vzorkách vyskytoval len ojedinele. Najhojnejšie boli vo vzorkách zastúpené druhy *Dictyoccocites bisectus, Cyclicargolithus floridanus, Coccolithus pelagicus, Coccolithus eopelagicus, Cyclicargolithus abisectus* a *Zygrhablithus bijugatus*. Medzi stratigraficky významné druhy nájdené vo vzorkách patria *Helicosphaera recta, Helicosphaera euphratis, Helicosphaera perch-nielseniae, Reticulofenestra lockeri, Reticulofenestra hillae* a *Pontosphaera latelliptica*. V úseku od 545 m sa začína vo zvýšenom počte objavovať endemická forma *Reticulofenestra ornata*, ktorej počet kulminuje v intervale 560 až 455 m. Táto forma je typická pre zónu NP 23 a NP 24 v oblasti Paratetýdy.

Paleoekologické vyhodnotenie: Spoločenstvo vápnitých nanofosílií v oligocénnych sedimentoch v oboch panvách bolo chladnovodné. Prostredie bolo bohaté na živiny, okrem niekoľkých intervalov, v ktorých bolo zvýšené zastúpenie druhov (výskyt druhov *Braarudosphaera bigelowii, Pontosphaera discopora, rothii, enormis*) signalizujúcich zmenu salinity a plytkovodnejšie prostredie.

Zvýšený výskyt endemickej formy *Reticulofenestra ornata* v zóne NP 23 a NP 24 signalizuje prostredie so zníženou salinitou až brakické prostredie.

M. KOVÁČ, M. KOVÁČOVÁ, N. HUDÁČKOVÁ, E. HALÁSOVÁ, P. JONIAK, M. SABOL, Ľ. SLIVA, N. DOLÁKOVÁ, J. HLAVATÁ and B. SOPKOVÁ: **Early Miocene history of the Western Carpathians development**

The Early Miocene development/paleogeography represents a terminal stage of the existence of "Oligocene basins" (from the point of view of their extent) and in the same time begins of a new Miocene basin system development in the Western Carpathians. Three important paleogeographical changes – events characterize this period:

1. The Eggenburgian marine transgression (following the way in front of the Alps) covered beside the Carpathian foredeep and residual flysch troughs also the paleo-Alpine consolidated internal zones of the Carpathian orogen and the future northern margin of the Pannonian back-ark basin area.

2. During the Ottnangian, the transpressive tectonics resulted in partial uplift of the Alpine-Carpathian chain, followed by closing of the Sea connections with Mediterranean. Isolation of the Western Carpathian sedimentary basins took place. This process was accompanied by closing of the residual flysch troughs. Folding and thrusting of their sedimentary fill was followed by gradual uplift of the Outer Western Carpathian accretion wedge. On the other side, initial rifting of the Pannonian back arc basin started in the orogen hinterland.

3. The Karpatian extrusion of the Western Carpathians toward NE associated with a new marine transgression from the Mediterranean, via Trans-Tethydian Trench Corridor. The rifting of the Pannonian back arc basins started. The broad marine flooding represented the birth of the modern Central Paratethys Sea, which extended beside the back arc basin also in the Western Carpathian foredeep domain. The continental areas were represented beside the European platform by uplifted parts of the internal zones of the Western Carpathians; the accretion wedge of the Outer Carpathian Flysch Belt shoved a minimal uplift in the West only.

The Early Miocene landscape had a moderate relief, documented by lower portion of extrazonal (mountain) vegetation, well developed riparian forrests and swamps. Following terrestrial and marine ecosystems, the climatic conditions can be defined as tropical to subtropical, supported by the presence of palms and other taxa growing in evergreen sclerophyllous and evergreen broad-leaved forests. There was no altitudinal and latitudinal zonality noticeable in pollen spectra. Fluctuations in humidity are documented by the Ottnangian coal formations and deposition of evaporites at the early – late Karpatian boundary.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contracts APVV-LPP 0120-06, APVV – EUROCORES – SOURCE & SINK, ESF-EC-0006-07, APVV – EUROCORES – VAMP, ESF-EC-0009-07 and APVV 015806 & APVV–0280–07 and VEGA 2/0060/09.

N. HUDÁČKOVÁ, M. KOVÁČ, M. KOVÁČOVÁ, E. HALÁSOVÁ, P. JONIAK, M. SABOL, Ľ. SLIVA, N. DOLÁKOVÁ, J. HLAVATÁ and B. SOPKOVÁ: **Middle Miocene history of the Western Carpathians development**

The Middle Miocene development is characterized by the final stage of subduction in front of the Western Carpathian orogen and back arc basin development in its hinterland. Voluminous acid and calc-alkaline volcanism was observed during that time. The Badenian Central Paratethys Sea can be characterized as an epicontinental sea with a number of archipelagoes and a lot of separate basins/depocentres. The Sea extended in the front of the orogen, where the foredeep basin reached its maximum extent, similarly as in the Pannonian back arc basin area. Typical feature of the Middle Miocene basins is the diversity of preserved sediments of offshore and onshore environments. A gradual decrease of water depth was noticed during this time and the depositional environment started to become shallower in time. The sedimentary record documents an increase of deltaic facies in an upward direction. This fact can be connected with an uplift of mountains and development of a river net. The Sarmatian isolation of the Central Paratethys from the Mediterranean led to a salinity decrease in the Western Carpathian basins. Although the migration of marine fauna proves that the shallow epicontinental sea was connected sporadically with the Eastern Paratethys domain.

The Middle Miocene continental areas gained a landscape with differences in relief; the existence of mountain chains and lowlands was proved. Commencement of the altitudinal zonation documents the paleo-vegetation cover; higher portion of extrazonal (mountain) vegetation is present from the Late Badenian. For the whole Badenian is typical zonal vegetation with evergreen broadleaved forests supplemented by a wet azonal vegetation (riparian forests, swamps). The terrestrial and aquatic ecosystems confirm a subtropical climate (Miocene climatic optimum, Mi3 event) with some possible long term changes in humidity at the Middle and Late Badenian boundary. In the Late Badenian, beside altitudinal also latitudinal zonations can be registered. The northern marine domain of the Central Paratethys (foredeep) began to be cooler than its southern part, in the back arc basin, where algal and coral bioherms developed on the basin margin and intrabasinal elevations, due to relatively higher average annual temperature of the water. The Sarmatian terrestrial ecosystems are similar to the Badenian ones, and they support the survival of a subtropical climate with altitudinal and latitudinal zonation. Terrestrial ecosystems of the subtropical climatic zone do not show signs of global cooling. This is in contradiction to the marine one, where especially the microfauna allocate the influence of ice caps on the southern hemisphere from the Late Badenian.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contracts APVV-LPP 0120-06, APVV – EUROCORES – SOURCE & SINK, ESF-EC-0006-07, APVV – EUROCORES – VAMP, ESF-EC-0009-07 and APVV 015806 & APVV–0280–07 and VEGA 2/0060/09.

M. KOVÁČOVÁ, M. KOVÁČ, N. HUDÁČKOVÁ, E. HALÁSOVÁ, P. JONIAK, M. SABOL, Ľ. SLIVA, N. DOLÁKOVÁ, J. HLAVATÁ and B. SOPKOVÁ: **Late Miocene history of the Western Carpathians development**

The Late Miocene geodynamic development represents the final stage of back arc basin evolution, with related thermal subsidence. Uplift of mountain chains was accompanied with development of river net, resembling the Pliocene paleogeography. The Central Paratethys brackish sedimentary environment gradually changed to a fresh water lake environment, particularly in the back arc basin area. During the Pannonian, the Lake Pannon was filled by a huge amount of deltaic sediments. The deep water environment changed to a shallow water one, and alluvial plains with ephemeral lakes represented majority of its territory until the end of the Late Miocene. The Pannonian and Pontian mountain ranges gained features similar to present form.

The Late Miocene altitudinal zonality and the gradual retreat of the lake and swamp environment southeastwards, to the distal parts of the Pannonian basin system, were confirmed by amount of azonal vegetation. The zonal vegetation was characterized by the evergreen up to the mixed mesophytic forests (open woodland – open grassland type), still with the presents of evegreen taxa. The beginning of seasonality, expressed mainly in the amount of precipitation throughout the year, was also observed at this time. Based on vegetation cover, a subtropical climate with gradual transition to warm temperate climatic conditions has been supposed.

Acknowledgement. This work was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contracts APVV-LPP 0120-06, APVV – EUROCORES – SOURCE & SINK, ESF-EC-0006-07, APVV – EUROCORES – VAMP, ESF-EC-0009-07 and APVV 015806 & APVV–0280–07 and VEGA 2/0060/09.

M. HYŽNÝ and J. SCHLÖGL: **Report on the marine isopod crustaceans (*Isopoda: Cymothoida: Cirolanidae*) from the Early Miocene of the Vienna Basin**

Isopods represent an extremely diverse order of peracarid crustaceans, and are often common and important members of many marine, freshwater and terrestrial habitats.

Up to now two isopod species belonging to the family Sphaeromatidae were reported and described from the Miocene

deposits of the Vienna Basin: *Sphaeroma bachmayeri* Tauber, 1950 and *Sphaeroma weinfurteri* Bachmayer, 1947.

At the Cerová-Lieskové locality (north-eastern part of the Vienna Basin) eight specimens of isopods belonging to the family Cirolanidae were recovered during the field work done by the authors in the last few years. The precise generic and specific identification of the specimens is still in progress. At the studied locality, Karpatian (latest Burdigalian) sediments of the Lakšárska Nová Ves Formation (Špička and Zapletalová, 1964) are well exposed in a former claypit. These are characterized by the offshore marine depositional facies, represented by a grey calcareous pelitic "schlier-facies". Based on planctonic foraminifera the age of the deposits can be stated as late Karpatian (Kováčová, 2008).

Fossil isopods are quite rare in the fossil record in comparison to the great diversity of living forms. When found in the fossil state they are usually poorly preserved without appendages, eyes and mouthparts, which are very important for isopod classification (Wägele, 1989; Brandt and Poore, 2003). However, several attempts to classify isopods on the basis of the morphological features of the cephalothorax or the pleotelson were made (e.g. Basso and Tintori, 1994; Wilson, 1998; Polz et al., 2006).

Isopod specimens from the Cerová-Lieskové locality are well preserved, so virtually all features of cephalothorax and pleotelson can be described. Moreover some of the specimens exhibit the typical pattern of biphasic moulting (Schöbl, 1880; George, 1972), in which the posterior part of the exoskeleton (pleon and posterior three pereonal somites) is always shed prior to the anterior half. The moult of the anterior part is followed within a few hours or even days, and then it usually breaks up into small fragments that would be nearly impossible to interpret in the fossil record (Wieder and Feldmann, 1992; Feldmann and Rust, 2006; Polz et al., 2006). Studied specimens show the anterior part being relatively upturned to the position of posterior part. Both parts are preserved one close to another suggesting no subsequent transport. The mode of isopod preservation at the locality suggests rather rapid burial without subsequent physical or biological disturbance. This is documented also on the rich decapod crustacean fauna, which exhibits also the preservation of delicate structures usually not present in the fossil record (Hyžný and Schlögl, submitted).

The decapod association together with isopod crustaceans possess all features of a deep water assemblage.

Acknowledgements. The work has been supported by the research grants APVV 0280-07 to D. Reháková, VEGA 1/4039/07, to D. Plašienka and UK/353/2009 to M. Hyžný.

N. HUDÁČKOVÁ, E. HALÁSOVÁ, I. KOUBOVÁ and M. KOVÁČOVÁ: **From the deep marine to shallow water paleoenvironment of the Upper Badenian to Sarmatian sediments (Slovak part of the Vienna Basin)**

The development of investigated intramountain Vienna Basin (Slovakia) was affected by global environmental changes as well as specific influences due to local factors, being a part of epicontinental sea called Central Paratethys. Distinctive changes occurred in the Middle Miocene. These processes caused the forming of marine and terrestrial phases in the Paratethys area with occasional connections with the Mediterranean and Eastern Paratethys. Closing and reactivating of seaways, especially during the Miocene, produced changes of environmental conditions. The Late Badenian (13.6 – 12.7 Ma) is regarded as the last period of marine connection between the Paratethys and Mediterranean Tethys. Sarmatian sediments represent last normal to brackish marine sediments in the Vienna Basin. Analyses of depositional environment of the Late Badenian and Sarmatian infill of the Vienna Basin show distinct facies segmentation from sedimentological, as well as from paleontological aspects. Late Badenian sediments are represented by grey calcareous siltstones, claystones to sandstones with or without bioturbation and fragments of macrofossils. They probably represent sediments typical for stratified water column with the low oxic conditions at the bottom passing to the intertidal or deltaic environment. Marine facies of suboxic to dysoxic conditions represent B/B *(Bulimina/Bolivina)* changing with G *(Globigerina)* foraminiferal association. The distinct shallowing documented by A/P *(Ammonia/Porosononion)*, A/E *(Ammonia/Elphidium)* and A/H *(Ammonia/Haynesina)* foraminiferal assemblages, accompanied by calcareous nannofossils dominated by small reticulofenestres, *Reticulofenestra haqii* and *R. minuta*, is documented in marginal area and passing into the Sarmatian sediments (Fig. 1). The *Glyptostrobus* marshes are developed also. Mentioned assemblages are typical for high energy environments of shallow, brackish water of the inner shelf, sheltered bays or deltas with the depth to 20 m and salinity under 32 %. More likely it could also represent intermediate or hyposaline marshes. Lowermost Sarmatian represents monotypic associations with *Ammonia*, which continued from Upper Badenian sediments. This stressed shallow water conditions, and even freshwater are changed to deeper Ab *(Anomalinoides badenensis)* association. Large Elphidia Zone is developed in the northern areas. In the upper portions of profiles the associations with small miliolids followed. Assemblages of small miliolids, *Ammonia vienensis* and *Elphidium* are interfingering

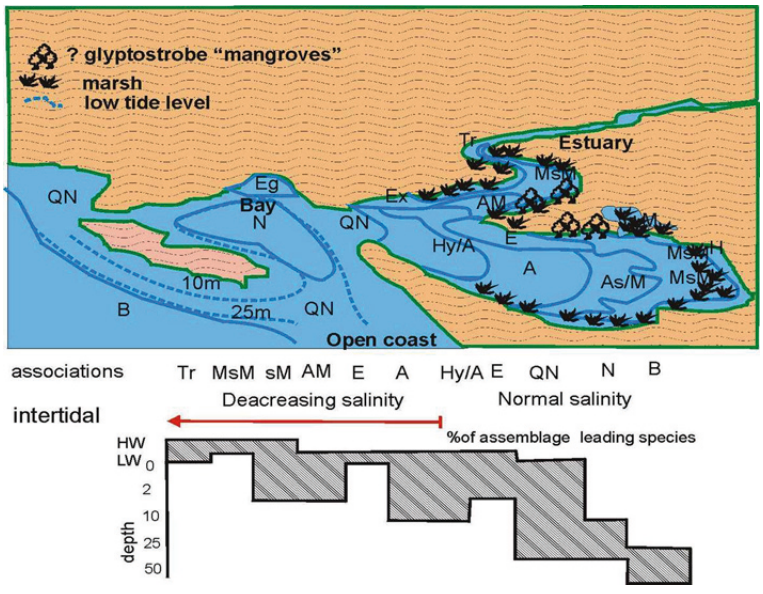


Fig. 1. Idealized sketch environments identified in the Upper Badenian – Sarmatian sediments of the Vienna Basin. Figure based on data compilation of Lidz et al. (1989), Murray (1991), Hayward et al. (1997), Edwards et al. (2004). Abbreviations of the foraminiferal associations: Tr – *Trochammina*, H – *Haplophragmoides*, M – *Miliammina*, A – *Ammonia*, mA – macrospherical tests of *Ammonia*, hspA – high spired tests of *Ammonia*, sM – small miliolids, E – *Elphidium*, P – *Porosonion*, Hy – *Haynesina*, Q – *Quinqueloculina*, N – *Nonion*, B – *Bolivina*, R – reworked.

in the marginal parts of studied area depending on the water supply. It is typical for very shallow environments of intermediate, hyper (overgrown with *Chenopodiaceae*) or hyposaline marshes, grassy, occasionally flooded or exsiccated. In the uppermost parts, near the Pannonian boundary, the marshes wooded by *Glyptostrobus* forest are proved, documented by charred bark, seeds and cones. In these sediments the change of calcareous nannoplankton association is detected. It is represented by the akme of *Braarudosphaera bigelowii* and *B. bigelowii parvula* – indicator of stressed environment. In these horizons *Foraminifera* do not appear at all.

This is contribution was supported by APVV-0465-06, and KEGA 3/7226/09 projects.

A. ČERŇANSKÝ and A. BAUER: **Gecko species *Euleptes gallica* Müller: A new information about its geographic and stratigraphic range**

The finds of the species *Euleptes gallica* are firstly described outside of France, from the early Miocene of central Europe. The material consists of the dentary and maxilla remains. The family *Gekkonidae* is an almost certainly, clear-cut group of lizards, most of which are adapted for noctural-crepuscular, secretive habits. They are widely distributed in tropical regions and extend into more northern regions in Asia and Europe. Fossil record of gekkonid lizards is in general very poor (Estes, 1983), although this family has today a cosmopolitan distribution pattern. Exception of a few fragmentary remains from Paleogene and Neogene deposits, most finds are no older than Pleistocene. There are just several remains of dentary and maxilla from Slovakia (Estes, 1969), France (Hoffstetter, 1946; Müller, 2001) and Germany (Schleich, 1985, 1987; Müller and Mödden, 2001). Moreover, most of the fossil material found is very fragmentary, rendering a determination below the familiar level often impossible. There are many unresolved problems in the evolution of these lizards. The fossil material of gekkonids from the locality Merkur – North represents the first proof of existence of this family in the Czech Republic. The finds from the locality of Merkur – North are generally well preserved, especially maxillae. The smooth dorsal margin of the maxilla is lacking a dorsal process. This feature is considered to be characteristic for *Euleptes* by Bauer et al. (1997). For this reason, the assignation of this find to the genus *Euleptes* is clear. The material is identical to that in the type material of the species *Euleptes gallica* Müller 2001. The new material from Czech Republic is younger than previously described specimens and, therefore, our knowledge of its evolution is expanded by providing new data on its stratigraphic and geographic range, and morphology. This species was known only from the zone MN 2 of the French locality Montaigu. The new material proves the occurrence of this species not only in the Western Europe (France, MN 2), but also in the central Europe from little bit younger deposits – MN 3. The occurrence of the family *Gekkonidae* in the Czech Republic proves the subtropical climate conditions in the central Europe during the early Miocene.

Acknowledgements. This project was supported by APVV grant No. 0280-07.

I. KOUBOVÁ: **Paleoenvironmental interpretation of upper Middle Miocene in Vienna Basin (Slovak part) of the Malacky borehole based on foraminiferal assemblage**

The main aim of this study was to extend our knowledge about the paleoenvironmental conditions during the upper Middle Miocene of the Vienna Basin. The studied deposits belong to the Holíč Formation, which is Sarmatian in age (11.5 – 13.6 Ma), based on the foraminiferal associations, more precisely *Anomalinoides dividens, Elphidium reginum, Elphidium hauerinum* and *Porosononion granosum* Zones (Grill, 1941). Assemblages of this locality are typical of relatively high abundances of reworked, especially small microperforate planktonics. The only Sarmatian biserial planktonic genus *Streptochilus* was also determined, in the past being often wrong indicated like a benthic genus *Bolivina*. Determination was done by apertural morphology and structure of the wall (Smart and Thomas, 2007). It could indicate the Upper Sarmatian biozone: *Streptochilus* Biozone (Filipescu and Silye, 2008).

Foraminiferal assemblages were used for paleoenvironmental interpretations, especially in stand of depth, salinity and oxidation. Deposits (grey, grey-green, grey-brown claystone, silty claystone, silt) of the Holíč Formation sedimented in deltaic, lagoon shallow water environment, predominant of brackish suboxic conditions. Shallow hyposaline water changed to the top to hypo or hypersaline marshes, vegetated swamps and glyptostrobe marsh. They overlie the Badenian marine deposits. The 64 samples were evaluated from the paleoecological point of view, focused essentially on benthic foraminiferal assemblages (26 samples were Upper Badenian age and out of interest in this study).

Acknowledgements. This work was supported by APVV-0280-07 grant and by the University Comenius grant No. 202/2008. Many thanks belong to Dr. Natália Hudáčková for their professional leading, help and comments, Dr. Ľubomír Sliva for sedimentology and Prof. Daniela Reháková.

A. ZLINSKÁ, K. FORDINÁL, E. HALÁSOVÁ a M. KOVÁČOVÁ: **Biostratigraficky doložený sarmat z okolia Perneka (západný okraj Malých Karpát)**

Na západnom okraji Malých Karpát vychádzajú na povrch sedimenty sarmatského veku. Ich výskyty boli známe v tejto oblasti už v druhej polovici 19. storočia.

V rámci geologického mapovania regiónu Záhorská nížina sa severne od obce Pernek realizovali dva plytké mapovacie vrty, ZNV-11 a ZNV-12 (obr. 1). Ich cieľom bolo overiť prítomnosť sarmatských sedimentov v tejto oblasti, zistených po prvýkrát pri geologickom mapovaní v roku 1936 (Kodym a Matějka, 1936; Matějka a Kodym, 1937), pretože pri ďalšom mapovaní v 60. rokoch 20. storočia sa tento výskyt nepotvrdil (Baňacký a Sabol, 1973).

Vo vrte ZNV-11 (6,0 – 13,0 m) a ZNV-12 (0,3 – 3,0 m) boli zastihnuté sedimenty tvorené sivozelenými, hnedými a škvrnitými ílmi. V nich sa zistili foraminifery *Articulina sarmatica* (Karrer), *Ortomorphina dina* (Veng.) a *Elphidium josephinum* (Orb.), ktoré poukázali na sarmatský vek týchto usadenín.

V sedimentoch vrtu ZNV-12 vo vzorkách z hĺbky 2,0 – 2,1 m a 2,9 až 3,0 m sa zistili nanofosílie vrchnokriedového a paleogénneho veku (najmä eocénneho), ktoré tvoria asi 90 % asociácie. Identifikované boli aj nanofosílie zo starších vrstiev stredného miocénu (napr. *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre). V asociáciách nanofosílií sa zistili taxóny so stratigrafickým rozpätím od paleogénu po stredný, prípadne vrchný miocén, napr. *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, *D. exilis* Martini et Bramlette, *D. variabilis* Martini et Bramlette, *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman) Loeblich et Tappan a *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller.

V študovaných vzorkách sa našla aj asociácia nanofosílií s dominanciou druhu *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner) Gartner (> = 7 µ). Okrem uvedeného taxónu boli v asociácii prítomné druhy *Calcidiscus pataecus* (Gartner) de Kaenel and Villa, *C. leptoporus, Coccolithus pelagicus, Discoaster deflandrei, D. variabilis, D. exilis, Rhabdosphaera sicca* Stradner, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud) Deflandre, *Thoracosphaera* sp. a *Perfocalcinella fusiformis* Bóna. Prítomnosť uvedenej asociácie môže potvrdzovať sarmatský vek študovaných sedimentov.

Vo vrte ZNV-11 vo vzorke z hĺbky 12,5 – 12,7 m sa zistili peľové zrnká rodov *Pinus, Ulmus, Quercus, Quercus ilex* type, *Cathaya* a čeľade *Taxodiaceae*. Uvedené spoločenstvo indikuje prítomnosť mezofytického zmiešaného lesa a zároveň prvkov lužného, prípadne močiarneho porastu. Prítomnosť stálozelených a teplomilných foriem (*Quercus ilex* type, *Cathya*) poukazuje pravdepodobne na subtropické podmienky. Prítomnosť opadavej formy duba (*Quercus*

sp.) naznačuje aj možnosť nástupu klimatických oscilácií minimálne v podobe sezónnej zmeny v priemerných zrážkach, ktoré sú typické pre obdobie konca stredného miocénu.

A. ZLINSKÁ and M. KOVÁČ: **East Slovakian Basin in the light of the sequence stratigraphy**

The East Slovakian Basin is situated at the boundary between the Western and Eastern Carpathians. The basin is regarded as the north-western part of the Transcarpathian depression, but towards south-east it is opened towards the Pannonian Basin System. It attains 8 – 9 km depth and is filled by the Lower to Upper Miocene sediments.

The East Slovakian Basin development started in the early Miocene, during the collision of the Western Carpathians with European platform and therefore this part of its evolution (Eggerian to Eggenburgian) can be regarded as a relic forearc basin formation in compressional tectonic regime. Before the end of the Early Miocene a transpressional to transtensional regime controlled the basin subsidence. Pull apart type depocentres developed (Karpatian to Early Badenian) due to escape of the Western Carpathian lithosphere (Alcapa) from the Alpine domain and following oblique collision of the orogen with platform in this time (Kováč et al., 1995). The basin Middle Miocene development was influenced by opening of a back arc basin type depocentres. The synrift back arc basin development was controlled by the crustal stretching and followed by thermal postrift subsidence during the Upper Miocene.

Interaction of local tectonic events and global sea level changes had an important influence on the paleoenvironment of the East Slovakian Basin. The main tectonic events influenced the depth and shape of the basin, what led together with eustatic changes to changes in relative size of accommodation space. The changes of sedimentary environment (in relation to accommodation space) are reflected in onshore environment by coastal onlaps. In offshore environment, the relative sea level rise or fall were defined by paleoecological study of foraminiferal associations. The correlation of constructed curves for the environment paleodepth and coastal onlap with global reference curves (Haq et al., 1987, 1988) shows a lot of discrepancies, mostly caused by tectonic events during the basin development.

1. The Early Miocene global sea level fall and rise on the short term eustatic curve (Haq et al., 1987, 1988) between 22.5 – 22 Ma can be correlated with the **Eggenburgian** transgression in the East Slovakian Basin, although the Eggenburgian paleoenvironment of the East Slovakian Basin was changed from Egerian deep water high--energy to shallow water high-energy environment, due to collision tectonics. The Haq et al. (1987) curve oscillations upwards are not documented because of tectonically controlled basin evolution and hiatus during the Ottnangian (Rudinec, 1978, 1989).

2. The **Karpatian** transgression, well documented by coastal onlap was strenghtened by tectonics and can be correlated with the global short term sea level oscillation at 17.5 Ma (Haq et al., 1987), although the intra Karpatian salinity crisis is regarded as the tectonically controlled local sea level fall due to basin isolation.

3. The **Lower Badenian** sea level rise which can be correlated with the global sea level oscillation at 16.5 Ma (Haq et al., 1987) led to the deepening of the sedimentary environment of the East Slovakian Basin. The Middle Badenian part of the sequence was deposited predominantly in the deep neritic (to shallow bathyal) low-energy open marine conditions with low aeration on the basin bottom. To the climatic conditions and fall of the sea level between 15.5 ± 15 Ma (Haq et al., 1987) can be referred to the lagoonal shallow water salt deposition et the end of the **Middle Badenian**.

4. The **Late Badenian** transgression and coastal onlap are the last well observed global events in the sedimentary record of the East Slovakian Basin well correlated with sea level rise at 13 Ma (Haq et al., 1987). The Upper Badenian to Sarmatian high-energy deltaic sedimentation of the shallow neritic to littoral sequence can be regarded as a consequence of local tectonics and arising isolation from neighbouring seas. In contradiction to oscillations on the short term curve (Haq et al., 1987) a continuous shallowing (or sea level fall) is observed in the East Slovakian Basin.

5. The late Middle **(Sarmatian)** and Late Miocene **(Pannonian)** fluctuations of sea level are not so easy to correlate with global sea level changes, due to isolation of the East Slovakian Basin and the whole Pannonian Basin System from the Mediterranean and Eastern Paratethys Sea (Rögl, 1998). Gradual shallowing or local sea level fall were mainly controlled by synsedimentary tectonics and regional climatic changes during the basin development in this time. No correlation with short term curve of Haq et al. (1987) was possible.

M. VLAČIKY: **Výskumy kvartérnych paleontologických lokalít na Slovensku v roku 2009**

NOVÁ VIESKA

Pliocénno-pleistocénnu lokalitu Nová Vieska s bohatými nálezmi fauny prevažne veľkých cicavcov uložených v štrkovo-piesčitých riečnych sedimentoch (Vlačiky et al., 2008) sme v roku 2009 navštívili 5-krát, z toho raz na tri dni. Pri tohtoročných vykopávkach sa rovnako ako po minulé roky našlo značné množstvo fragmentov zubov, klov a kostí mastodontov druhov *Mammut borsoni* a *Anancus arvernensis*, zubov nosorožcov (*Stephanorhinus* sp.), zubov a častí skeletu jeleňovitých, koňovitých a iných. Počas trojdňového výskumu v auguste sa odobrali aj vzorky sedimentu na OSL datovanie. Pokiaľ ide o spracovanie nálezov z predchádzajúcich rokov výskumu, najvýznamnejším nálezom bola identifikácia tretej spodnej stoličky veľkého primáta druhu *Paradolichopithecus* sp., ktorá bola pôvodne nesprávne určená ako zub juvenilného diviakovitého (Vlačiky et al., 2008). Pri jeho správnej identifikácii pomohol Dr. Jan van der Made.

SANTOVKA

Na paleontologické nálezy v obci Santovka upozornil prof. PhDr. Jozef Bátora, DrSc., archeológ z AÚ SAV v Nitre, ktorý tam od roku 2006 vedie výskum eponymného sídliska maďarovskej kultúry. Na travertínovej kope severne od miestneho kúpaliska nad miestom výskumu prof. Bátoru sa v hline so značnou prímesou travertínovej sutiny našla lopatka a fragment rebra z mamuta *(Mammuthus primigenius)*, metacarpus z bovida (pravdepodobne *Bison* sp.), epistropheus, ľavá ulna a radius zo soba *(Rangifer tarandus)* a patella z veľkého cicavca. V sprašovom profile vedľa areálu miestnej škôlky sa našli ďalšie, lepšie zachované kosti: ľavá tíbia a fragmenty panvy z mamuta *(M. primigenius)*, calcaneus, os tarsale III a metatarsus, všetky z ľavej nohy koňa (*Equus* sp.), fragment parohu soba a lonová kosť stredne veľkého cicavca. Pri vykopávaní kostí sa vo vrstve spolu s nimi našla aj kamenná štiepaná industria a na ďalšiu vrstvu s artefaktmi sa narazilo pri podrobnejšom prieskume profilu v jej nadloží.

RATNOVCE

V máji 2009 sa podarilo na základe informácií od RNDr. Milana Havrilu v úvozovej ceste vpravo od kostola v Ratnovciach identifikovať miesto nálezu koncentrácie paleontologických nálezov (ktoré objavil pri geologickom mapovaní v 80. rokoch), pričom sa tam našlo aj teraz viacero fragmentov kostí z mamuta a mamutí zub. Navyše, na ľavej strane úvozovej cesty nad odbočkou smerujúcou na pole nad ratnovským kostolom objavila Mgr. Martina Moravcová, PhD., v profile časť mamutieho kla. Po odstránení nadložného sedimentu sa okrem fragmentu kla mamuta dlhého asi 70 cm našli aj obidva jeho vrchné zuby, množstvo fragmentov lebky, kus rebra a proximálna časť vretennej kosti soba.

TRENČIANSKE BOHUSLAVICE – POD TURECKOM

V roku 2009 sa pokračovalo v spracúvaní materiálu, ktorý sa získal pri interdisciplinárnom výskume tohto sídliska v roku 2008. Pri ňom sa našli tri nálezové horizonty mladšieho gravettienu – willendorfu – kostenkienu, ležiace nad sebou v superpozícii (Vlačiky et al., 2008, 2009). V prvom rade sa podarilo metódou 14C v laboratóriu v Groningene datovať vzorku uhlíka aj z poslednej, strednej nálezovej vrstvy. Tri novozískané datovania nám teraz umožňujú presnejšiu koreláciu jednotlivých kultúrnych vrstiev s údajmi z výskumu

Dr. Juraja Bártu (Bárta, 1988). Nové zaujímavé údaje sa získali z geochemických analýz kostí a zubov lovnej zveri z tejto lokality. Bola spracovaná aj nájdená kamenná industria z hľadiska surovinového zloženia. K dispozícii sú už aj výsledky analýz malakofauny a peľu. Hrudky vypálenej hliny, ktoré sa získali z výplavov, sa spracúvajú z hľadiska prítomnosti odtlačkov prstov gravettienských ľudí.

T. LÁNCZOS, R. AUBRECHT, B. ŠMÍDA, J. SCHLÖGL, CH. BREWER-CARÍAS, L. VLČEK a M. GREGOR: **Pieskovcové jaskyne vo Venezuele: nový pohľad na ich genézu**

Geologický a geomorfologický výskum jaskýň v arenitoch roraimskej skupiny vo Venezuele na stolových horách Chimantá a Roraima ukázal, že najpravdepodobnejší spôsob ich vzniku je vymývanie a erózia nespevnených alebo slabo spevnených polôh v sedimentoch. Nelitifikované vrstvy boli izolované dokonale cementovanými vrstvami v ich nadloží a podloží. Medzi litifikáciou týchto vrstiev je zvyčajne veľký rozdiel. Nelitifikované vrstvy často tvorí len nespevnený piesok, cez ktorý prenikajú len dobre litifikované stĺpovité útvary. Tie pravdepodobne vznikli vertikálnym prstovitým prúdením diagenetických fluíd z nadložnej vrstvy, pričom zvyšok nespevnenej vrstvy ostal nedotknutý. Prstovité prúdenie (angl. *finger flow*) vzniká v nespevnených pieskoch a pôdach s ostrým rozhraním hydraulickej vodivosti. Spomínané stĺpovité útvary nevykazujú žiadne znaky ďalšieho rozpúšťania. Jaskyne sa vytvoria, keď sa tečúca voda dostane cez pukliny k nespevneným vrstvám. Kolaps niekoľkých vymytých vrstiev nad sebou môže viesť k vytvoreniu obrovských podzemných priestorov. Ďalšia progradácia kolapsov smerom nahor môže viesť k vytvoreniu obrovských prepadlín a kolapsových zón, ktoré sú na venezuelských stolových horách častým javom. Predpokladáme, že vymývanie nespevnených pieskov vytvorilo až 70 % objemu jaskýň. Ďalším fenoménom, ktorý prispieva k vytváraniu jaskýň asi 20 %, je inkongruentné rozpúšťanie (zvetrávanie) sľúd, živcov a ílových minerálov v pieskovcoch a s tým súvisiace vytváranie lateritov. Tie sa prejavujú prítomnosťou množstva lateritov v jaskyniach, ktoré jaskyniari nazvali „červené bahno“ (špan. *barro rojo*). Röntgenové difrakčné záznamy ukázali, že ho tvorí najmä goethit a kaolinit. Lateritizácia, na rozdiel od rozpúšťania kremeňa, prebieha dobre aj v kyslých podmienkach, ktoré v prostredí venezuelských stolových hôr dominujú. Prebieha aj rozpúšťanie kremeňa, ale oveľa pomalšie a objemovo je takmer zanedbateľné. Sprievodným znakom lateritizácie a prebiehajúceho rozpúšťania SiO_2 je aj prítomnosť množstva opálových speleotém, dosahujúcich nezvyčajne veľké rozmery. Je zarážajúce, že vo svetovej literatúre sa rozpúšťanie kremeňa uvádza ako hlavný faktor tvorby jaskýň. Rozpúšťanie ako spúšťací mechanizmus alebo dominantný činiteľ sa uvádza ako hlavné kritérium zaradenia takýchto jaskýň ku krasovým fenoménom. Naše výskumy ukázali, že najdôležitejším činidlom spôsobujúcim rozpúšťanie kremeňa je kondenzovaná voda na stenách jaskýň, zatiaľ čo voda v podzemných tokoch, presakujúca voda a voda v jazierkach je nasýtená rozpusteným SiO_2 v podstatne menšej miere. Kondenzovavá voda však môže začať účinkovať až po vytvorení jaskyne v podmienkach jaskynnej mikroklímy, nie skôr. Preto sa domnievame, že pieskovcové jaskyne na stolových horách vo Venezuele je nutné zaradiť opäť medzi pseudokrasové javy.

Poďakovanie. Práca bola financovaná z grantov agentúr APVV (grant APVV 0251-07) a VEGA (grant č. 1/0246/08).

100 rokov granitu typu Goryczkowa v Tatrách – mýtus a realita

Centenary of the Goryczkowa granite type (Tatra Mts.): The myth and reality

Milan Kohút[1], Ján Madarás[1] a Pavol Siman[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava, [2]GIÚ SAV Bratislava

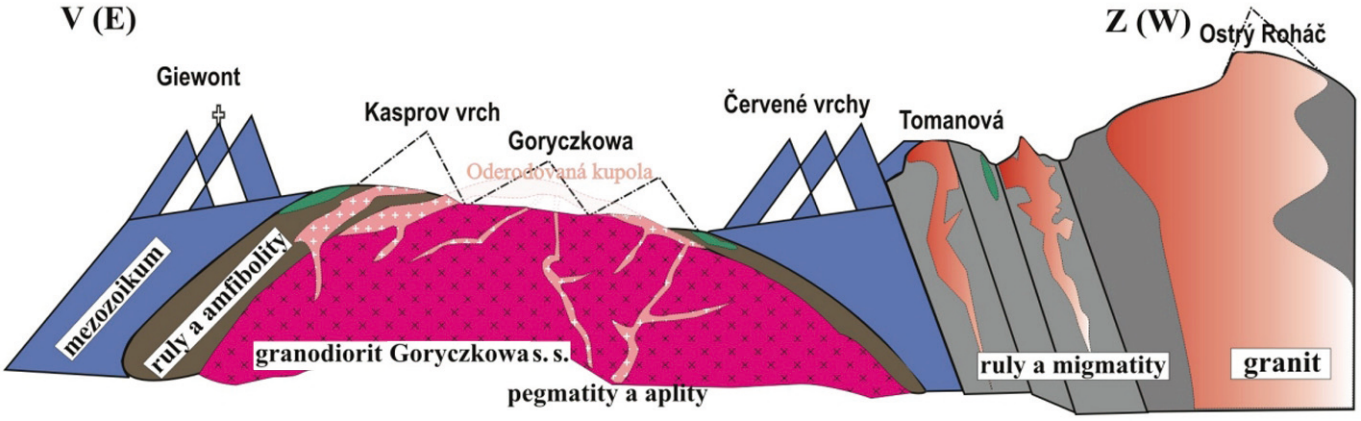
Abstract: *The Goryczkowa granite was described hundred years ago as a dark grey coarse-grained partly foliated granite, representing a more basic counterpart to the common felsic (acid) Tatra granite type. Frequent presence of veins and nests filled by fine- to coarse-grained granites and pegmatites rich in pink Kfs within the Goryczkowa granite led Michalík to introduce there process of "metasomathosis" fifty years ago. Since this time become popular to denote this granite as pinkish porphyric "autometamorphosed" type. However, to solve this discrepancy we recommend to use in description of the Goryczkowa granite: a) main (core) type as biotite partly sheared granodiorite and b) marginal Kfs bearing granodiorite to granite variety.*

V ostatných 40 rokoch po zostavení *Generálnej geologickej mapy ČSSR* sa do povedomia širokej odbornej verejnosti dostali granity z oblasti Goryczkowej v spojitosti so skupinou „autometamorfovaných“ granitoidov typu Prašivá bohatých na draselný živec, ktorých analógy boli identifikované vo väčšine granitických masívov v ZK. „Autometamorfované“ granity v ZK prvýkrát opísal Michalík (1951, 1952) práve z oblasti Tatier. Podľa neho vznikli prevažne káliovou metasomatózou normálnych granitoidov. Je zaujímavé, že v období prípravy „generálkových“ máp v Tatrách pracoval prof. Gorek (1954 až 1959), ktorý goryczkowské granity priamo nestotožňoval s prašivskými. Vo vysvetlivkách jeho podklady spracovali V. Zoubek a L. Kamenický, ktorí však tieto granity zaradili do suity „alkalických metasomatických“ granitoidov. Podobne urobili aj J. Kamenický in Maheľ (1967) a L. Kamenický in Maheľ (1986). Toto zaškatuľkovanie sa tak vžilo, že sa traduje až do súčasnosti (napr. Nemčok et al., 1993, 1994) na oboch stranách Tatier.

Termín granit typu Goryczkowa zaviedol do karpatskej geológie Morozewicz (1909). Podľa jeho opisu predstavuje tmavý hrubozrnný, miestami usmernený granit, ktorý tvorí bázický protipól kyslého svetlého základného tatranského typu Koszystej. Jeho (l. c., 1911, 1914) terénne a petrografické poznatky sa stali štandardom pre viacero generácií geológov (Radziszewski, Tokarski, Kreutz, Nechay, Kettner, Koutek, Turnau-Morawska, Michalík, Gorek a Burchart). V „pogenerálkovom“ období sa *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR* 1 : 200 000 stali akýmsi univerzálnym „koncentrátom poznania = bibliou“ a požiadavka citovania moderných prác odučila ľudí porovnávať nové názory s originálnymi poznatkami. Po kritike metasomatických a „autometamorfných“ teórií (Hovorka, 1983) sa viac-menej

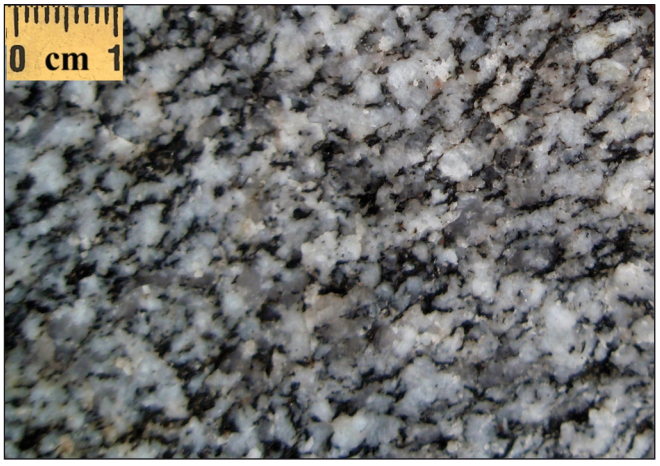
zmenil pohľad na genézu porfýrických granitov ZK. Chýbanie systematických výskumov v Tatrách však nezmenilo zaužívanú schematizáciu, keďže aj mapa Tatier Nemčoka et al. (1994) sa zakresľovala väčšinou zo starých podkladov z roku 1958.

Naše nové terénne a laboratórne štúdium nás priviedlo ku konfrontácii našich zistení s historickým prehľadom poznatkov a k modifikovanému návratu k pôvodným poznatkom. V hrebeňovej časti masívu medzi Ľaliovým a Kondrackým sedlom tvoria granitoidné horniny kupolovité teleso intrudujúce do rulovo-amfibolitických hornín metamorfného obalu. V centrálnej časti dominujú strednozrnné usmernené biotitické granodiority Goryczkowa, typ s. s., kým v okrajových partiách kupoly cez tieto granitoidy preniká množstvo pegmatitovo-aplitových žíl a hniezd s granitickým materiálom bohatým na ružové draselné živce, často s porfýrickým habitom. Na základe toho je evidentné, že pri intrúzii synkinematických biotitických granodioritov do metamorfného plášťa sa vytvoril nepriedušný klobúk (carapace) a frakcionovaná tavenina plná fluíd intenzívne atakovala už solidifikovanú taveninu s viac ako 75 % pevnej fázy (RCMP – *rheological critical melt percentage*; Arzi, 1978). Pri tom vznikli partie bohaté na draselný živec (obr. 1 – 3) na okraji kupoly. Pripúšťame aj existenciu limitovanej metasomatózy do 10 cm v rámci jedného magmatického procesu. Vekové zaradenie do spodnokarbónskych granitov typu I (356 ± 8,4 mil. r.; Burda a Klötzli, 2007) pokladáme za správne.



Obr. 1. Ideová schéma intrúzie telesa granitoidov typu Goryczkowa do hornín metamorfného obalu.

Fig. 1. Idealized sketch illustrating intrusion of the Goryczkowa granite type into metamorphic rocks.



Obr. 2. Granodiorit Goryczkowa s. s.

Fig. 2. Goryczkowa granodiorite s. s.

Obr. 3. Okrajová varieta granitu Goryczkowa.

Fig. 3. Marginal variety of the Goryczkowa granite.

Deň otvorených dverí v ŠGÚDŠ – RC Košice

Doors Open Day in the State Geological Institute of D. Štúr – Regional Centre Košice

3. 11. 2009

Zoltán Németh, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Abstract: *The Doors Open Day in the State Geological Institute of D. Štúr, Regional Centre Košice, was organized in collaboration with the Slovak Geological Society and the Slovak Association of Engineering Geologists on 3. November 2009. The morning program consisted of visiting of objects and specialized working sites of the Centre. An afternoon program – the seminary – started with the lecture by M. Radvanec about the temperature in the hypocentre of the atomic bomb explosion in Hiroshima in 1945. The portfolio of recent activities of the Košice's office of ŠGÚDŠ was summarized by Z. Németh. One of them in the field of hydrogeology, related to the research of the origin of mineral water in the Flysch Zone and Foredeep of the Western Carpathians, was presented by N. Bačová. During the Seminary, a new geological map of the Spiš-Gemer Ore Mts. at a scale 1 : 50 000 was introduced by its editors (P. Grecula, J. Kobulský et al.). The program of the seminary has finished with the lecture by Ľ. Petro: Geological excursion in the U. S. National parks.*

Štátny geologický ústav D. Štúra, regionálne centrum (RC) Košice, v spolupráci so Slovenskou geologickou spoločnosťou a Slovenskou asociáciou inžinierskych geológov zorganizoval 3. 11. 2009 Deň otvorených dverí v ŠGÚDŠ – RC Košice. Dopoludňajší program pozostával z prehliadky objektov a pracovísk ŠGÚDŠ v Košiciach. Laboratórne priestory a činnosť na pracovisku aplikovanej technológie nerastných surovín (ATNS) prezentoval Ľ. Tuček. Činnosti pri terénnom geologickom mapovaní a ložiskovom výskume a s nimi spätý mikroskopický výskum hornín a minerálov prezentovali P. Bačo, M. Kováčik, J. Derco a kolektív spolupracovníkov. V zasadacej miestnosti košického pracoviska sa pre študentov stredných škôl a vysokých škôl uskutočnila prednáška *Rozmanitosť*

Obr. 1. M. Radvanec (vľavo) prednášajúci o teplote v hypocentre výbuchu atómovej bomby v Hirošime. Foto Z. Németh.

Fig. 1. M. Radvanec (left) lecturing about the temperature in the hypocentre of the atomic bomb blast in Hiroshima. Photo Z. Németh.

Obr. 2. Prezentácia novej regionálnej mapy Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000. Zľava: S. Jacko st., Z. Németh a P. Grecula – redaktor mapy. Foto J. Bóna.

Fig. 2. Introduction of the new regional map of the Spiš-Gemer Ore Mts. at a scale 1 : 50 000. From the left: S. Jacko, sen., Z. Németh and P. Grecula – the editor of the map. Photo J. Bóna.

Obr. 3. Časť účastníkov prednáškového popoludnia počas Dňa otvorených dverí v ŠGÚDŠ, Regionálne centrum Košice. Foto Z. Németh.

Fig. 3. Part of participants of afternoon lectures during the Doors Open Day in the State Geological Institute of D. Štúr, Regional Centre Košice. Photo Z. Németh.

pohorí Slovenska ako produkt geologických procesov (Z. Németh et al.).

Prednáškové popoludnie sa začalo prezentáciou M. Radvanca *Hirošima prvé dve sekundy po výbuchu atómovej bomby*. Prednáška dokumentovala chronológiu ničivého účinku explózie zo 6. augusta 1945, z hypocentra ktorej autor recentne skúmal dva úlomky strešnej krytiny. Na základe stupňa natavenia povrchu týchto fragmentov, t. j. charakteru taveniny a reliktov pôvodných minerálov, autor zistil teplotu v hypocentre výbuchu 6 287 °C.

Následná prezentácia a „krst" novej *Geologickej mapy Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000* (P. Grecula, J. Kobulský et al.) sa uskutočnili v slávnostnom duchu. Vedúci redaktor a zodpovedný riešiteľ stručne rekapitulovali jednotlivé míľniky zrodu tohto mapového diela a osobitosti geologickej a tektonickej stavby daného regiónu.

V prednáške *K pôvodu minerálnych vôd flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát* N. Bačová graficky hodnotila hydrogeochemické údaje o zložení vôd. Ako kľúčový jav označila vzťah jednotlivých halogenidov v minerálnych vodách. V zmysle používanej klasifikácie hodnotila tieto vody ako meteorické, sedimentačné a v rôznej miere metamorfované procesmi ich interakcie s okolitými horninami. Abstrakt prednášky je zaradený ďalej.

Tému *Širokospektrálnosť aktivít RC ŠGÚDŠ v Košiciach pri výskume geologickej stavby a environmentálnej ochrany* prezentovali Z. Németh et al. Regionálny geologický výskum je v súčasnosti zameraný na Nízke Beskydy, Malé Karpaty a Zemplínsky ostrov. Oddelenie ložiskovej geológie v RC vyhľadáva Au mineralizáciu na prieskumných územiach vo východoslovenských neovulkanitoch a v Spišsko-gemerskom rudohorí. Oddelenie aplikovanej technológie nerastných surovín (ATNS) definuje vhodné prírodné materiály, predovšetkým na báze vulkanických extruzív, s ich potenciálnym využitím ako strategické environmentálne suroviny. Úspešne rieši aj spôsoby likvidácie CO_2 jeho naviazaním na iné, predovšetkým odpadové substancie. Komplexne sa hodnotia aj environmentálne aspekty severného pohraničia Slovenskej a Českej republiky. Inžinierska geológia sa v RC Košice dlhodobo venuje monitorovaniu svahových deformácií a podieľa sa na vytváraní mapy geofaktorov životného prostredia Ľubovnianskej vrchoviny a Spišskej Magury. Aktivity sú smerované aj na hľadanie príčin statických porúch budov v historickom centre Košíc. Oddelenie hydrogeológie zostavuje hydrogeologickú mapu Rimavskej kotliny a databázu hladín podzemných vôd z IG vrtov na Slovensku. Súčasťou košického pracoviska ŠGÚDŠ je redakcia Mineralia Slovaca so 41-ročnou tradíciou.

V záverečnej prednáške Ľ. Petro pútavo prezentoval geologickú exkurziu po národných parkoch na západe USA. Počas 16-dňového putovania najazdili 7 000 km a navštívili 9 národných parkov a Hooverovu priehrada na rieke Colorado. Vyvrcholením podujatia bola večerná návšteva Las Vegas. Podrobnejší text s fotografiami z exkurzie je zaradený ďalej.

K pôvodu minerálnych vôd flyšového pásma a predhlbne Západných Karpát

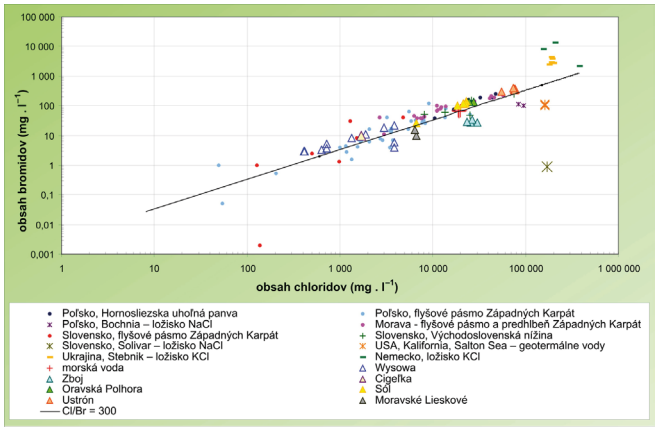
The origin of mineral water of the Flysch Belt and Foredeep of the Western Carpathians

Natália Bačová, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Pri skúmaní pôvodu minerálnych vôd flyšového pásma Západných Karpát má veľký význam hodnotenie a analyzovanie hydrogeochemických údajov. V prednáške sme sa zamerali na opis pôvodu minerálnych vôd pomocou grafického hodnotenia vzťahov medzi vybranými charakteristikami chemického zloženia vôd – obsahom určujúcich katiónov a aniónov (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, Cl^{-}, HCO_3^{-}) a celkovým obsahom rozpustených látok.

Pri opise pôvodu vôd má nepochybne kľúčový význam aj skúmanie vzťahu medzi obsahom jednotlivých halogenidov v minerálnych vodách (obr. 1; vzťah chloridov a bromidov). V súlade s klasifikáciou Švarceva (1996) minerálne vody flyšového pásma Západných Karpát predstavujú meteorické a sedimentačné vody (v rôznom štádiu odparovania a riedenia) a ich zmesi. Sú v rôznej miere metamorfované (procesmi interakcie vody s horninami).

K správnej interpretácii zhromaždených údajov o minerálnych vodách flyšového pásma Západných Karpát významnou mierou prispieva aj porovnanie ich chemického zloženia so zložením vôd (najmä soľaniek) hydrogeologických štruktúr z rôznych častí sveta. Okrem iného je potrebné brať do úvahy všeobecné zákonitosti zmien chemického zloženia prírodných vôd (typu chemického zloženia) v závislosti od stúpajúceho celkového obsahu látok rozpustených v týchto vodách.



Obr. 1. Vzťah medzi obsahom chloridov a bromidov v brakických vodách až soľankách Západných Karpát a niektorých iných oblastí sveta.

Fig. 1. Relation between contents of chlorides and bromides in the brackish water to salt brines of the Western Carpathians and some other parts of the Earth.

Geologická exkurzia po národných parkoch USA

Geological excursion in the U. S. National parks

Ľubomír Petro, Šátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

V druhej polovici septembra minulého roku (15. – 30. 9. 2009) sa uskutočnila geologická exkurzia po vybraných národných parkoch na západe USA. Zúčastnilo sa na nej 6 inžinierskych geológov (I. Dananaj, V. Jánová, P. Liščák, M. Ondrášik, B. Ondrášiková a Ľ. Petro), traja stavební inžinieri (J. Frankovská, M. Frankovský a M. Matys) a jeden geológ (P. P. Hudec). Organizátorom exkurzie bol emeritný prof. Peter P. Hudec z kanadského Windsoru. Hlavným cieľom exkurzie bola návšteva maximálneho počtu zosuvných a geologických lokalít (najmä vulkánov subdukčnej zóny – Cascade Range), historických, ale aj moderných cestných a železničných mostov na vybranej trase. Kvôli minimalizácii nákladov sa preferovalo ubytovanie v kempingoch v štátnych parkoch na úkor motelov či hotelov a na dopravu sa použili dve požičané dodávky. Všetci účastníci exkurzie dostali od jej organizátora oficiálne pozvanie a väčšina z nich využila na cestu bezvízový styk (ESTA).

Trasa exkurzie (Los Angeles – San Francisco – Crescent City – Tillamook – Aberdeen – Grayland Beach – Portland – Salem – Eugene – Redding – Sacramento – Groveland – Yosemite NP – Mono Lake NP – Bishop – Death Valley NP – Las Vegas – Hoover´s Dam – Los Angeles) s celkovou dĺžkou 6 900 km viedla cez štáty Kalifornia, Oregon, Washington, Nevada a čiastočne aj Arizona. Vzhľadom na dĺžku trasy účastníci exkurzie prekonali subtropické aj mierne klimatické pásmo, viacero horských pásiem vrátane dominantného pohoria Sierra Nevada, značnú časť Sonorskej púšte a dokonca aj hranicu dvoch časových pásiem (Pacific a Mountain Time Zones) medzi Nevadou a Arizonou.

Medzi navštívenými národnými parkami boli: Redwood National and State Parks (Kalifornia), Olympic National Park – Hoh Rain Forest, Mount Rainier National Park, Mount St. Helens National Park (Washington), Crate Lake National Park (Oregon), Yosemittee National Park, Mono Lake National Park, Death Valley National Park a Red Rock Canyon National Conservation Area (Kalifornia). Niektoré z nich sú kvôli svojej výnimočnosti uvedené v Zozname svetového kultúrneho a prírodného dedičstva UNESCO.

Jedinečné miesto v rámci uvedených parkov patrí sopke Mount St. Helens (nesprávne sa prekladá ako Hora svätej Heleny – názov je podľa anglického diplomata a lorda, ktorý sa volal St. Helens). Tá po výbuchu dňa 18. 5. 1980 spôsobila obrovské materiálne škody, zničila okolitú prírodu a zahubila 57 ľudí, a to napriek včasnému varovaniu a evakuácii obyvateľov z jej blízkeho okolia. Vulkán je aktívny aj v súčasnosti.

Mimoriadnym zážitkom pre účastníkov exkurzie bola návšteva známej Hooverovej priehrady postavenej na rieke Colorado na hraniciach Nevady a Arizony v rokoch 1931 – 1935. Atmosféru obrovskej, a na danú dobu jedinečnej stavby umocňoval rozostavaný, rozmermi aj tvarom konštrukcie impozantný diaľničný most ponad hydrocentrálu. Má byť dokončený v tomto roku a nahradí

Obr. 1. Trasa inžinierskogeologickej exkurzie po západnom pobreží USA (15. – 30. 9. 2009).

Fig. 1. Route of engineering-geological excursion along the US Pacific coast (September 15 – 30, 2009).

Obr. 2. Obrovská sekvoja v Redwood National Park (Kalifornia). Foto Ľ. Petro 2009.

Fig. 2. Giant sequoia located in the Redwood National Park (California). Photo Ľ. Petro, 2009.

súčasnú, kapacitne preťaženú komunikáciu zaťažujúcu samotné teleso gravitačnej priehrady. Stane sa súčasťou hlavnej dopravnej tepny medzi Nevadou a Arizonou.

Okrem mnohých nádherných prírodných lokalít pozdĺž celého pobrežia Tichého oceánu s množstvom jedinečných geologických lokalít mali účastníci možnosť sledovať exotické morské a suchozemské živočíchy (napr. tulene, veľryby, pelikány, kolibríky, skunky či dikobrazy). V súvislosti s morskými živočíchmi treba spomenúť aj návštevu známeho morského akvária v meste Monterey. Posledný deň exkurzie sa jej účastníci mali možnosť ponoriť do víru nočného života v centre Las Vegas a obdivovať niektoré z nespočetných atrakcií.

V závere treba za všetkých účastníkov vysloviť úctu, obdiv a zároveň aj poďakovanie prof. Petrovi P. Hudecovi nielen za mimoriadne starostlivo pripravenú a zorganizovanú exkurziu, ale aj za zvládnutie všetkých jej nástrah a úskalí. Skvelý výkon vzhľadom na jeho 74 rokov!

Obr. 3. Dažďový prales v Olympic National Park (Hoh Rain Forest), ktorý je od roku 1981 zapísaný v Zozname svetového kultúrneho a prírodného dedičstva UNESCO (Washington). Foto Ľ. Petro 2009.

Fig. 3. Rainforest in the Olympic National Park (Hoh Rain Forest) which was included in the UNESCO list of World Heritage Sites in 1981 (Washington). Photo Ľ. Petro, 2009.

Obr. 4. Pohľad na stratovulkán Mt. Rainier (4 392 m n. m.) z turistického centra Henry M. Jacksona. Sopka je súčasťou Kaskádového vulkanického oblúka (Washington). Foto M. Frankovský 2009.

Fig. 4. View of the Mt. Rainier stratovolcano (4 392 m) from the Henry M. Jackson Visitor Centre. The volcano belongs to the Cascade Volcanic Arc (Washington). Photo M. Frankovský, 2009.

Obr. 5. Pohľad na aktívny stratovulkán Mt. St. Helens (2 550 m n. m.) takmer 30 rokov po katastrofálnej erupcii (18. 5. 1980) z vulkanologického observatória Johnston Ridge (Washington). Foto M. Frankovský 2009.

Fig. 5. Panoramic view of Mt. St. Helens stratovolcano (2 550 m) almost 30 years after catasthropic eruption (May 18, 1980) taken from the Johnston Ridge Observatory (Washington). Photo M. Frankovský, 2009.

Obr. 6. Najhlbšie jazero v USA (594 m) nazvané Crater Lake sa nachádza v kráteri vyhasnutej sopky Mt. Mazama a od roku 1902 je NP (Oregon). Má rozmery asi 8 x 10 km, objem vody 18,7 km^3, obvod kaldery asi 60 km a leží v nadmorskej výške 2 100 – 2 400 m. Foto Ľ. Petro 2009.

Fig. 6. The deepest lake in the United States entitled Crater Lake located in the crater of dormant volcano (Mt. Mazama). Since 1902 it is the US National Park (Oregon). Its dimensions are 8 x 10 km, water volume 18.7 km^3, caldera perimeter about 60 km, altitude between 2 100 and 2 400 m. Photo Ľ. Petro, 2009.

Obr. 7. Pohľad na obrovskú granitovú stenu El Capitan (výška 910 m) v hlavnom údolí Yosemitského NP, ktorý sa nachádza v pohorí Sierra Nevada (Kalifornia). NP je druhý najstarší v USA, vznikol v roku 1890. Od roku 1984 je zapísaný v Zozname svetového kultúrneho a prírodného dedičstva UNESCO. Foto M. Frankovský 2009.

Fig. 7. View of the El Capitan (910 m) located at the bottom of the Yosemite National Park (Sierra Nevada Mts., California). It is the second oldest National Park in the USA (created in 1890) and was designated a World Heritage Site in 1984. Photo M. Frankovský, 2009.

Obr. 8. Pohľad na kráterové jazero Mono Lake (súčasť rovnomenného NP) nachádzajúce sa v aridnej oblasti na východnej strane Sierra Nevady (Kalifornia). Leží v nadmorskej výške 1 944 m, je vyplnené soľou a miestami z neho vyčnievajú tufové veže. Foto M. Frankovský 2009.

Fig. 8. Panoramic view of Mono Lake National Park located in arid area at the Eastern part of the Sierra Nevada Mts. (California). The lake is filled by salt and saline tufas and its altitude is 1 944 m. Photo M. Frankovský, 2009.

Obr. 9. Badwater Basin – soľné jazero v oblasti NP Death Valley (Kalifornia). Je to najnižšie položené miesto v USA (85,5 m pod hladinou mora). Foto M. Frankovský 2009.

Fig. 9. Badwater Basin – salt lake located in the Death Valley National Park (California). It is the lowest point in North America, with an elevation of 85.5 m below sea level. Photo M. Frankovský, 2009.

Obr. 10. Pohľad na litifikované fosílne piesočné duny (staré 180 mil. rokov) v oblasti NP Red Rock severne od Las Vegas (Nevada). Foto M. Frankovský a P. Liščák 2009.

Fig. 10. View on petrified old dunes (180 mil years old) located in the Red Rock National Conservation Area near Las Vegas (Nevada). Photo M. Frankovský and P. Liščák, 2009.

Obr. 11. Hooverova priehrada na rieke Colorado postavená v rokoch 1931 – 1935. Leží na hraniciach Nevady a Arizony. Priehrada má výšku 221 m, kapacitu 35,2 km^3 a inštalovaný výkon 2 078 MW. Foto M. Frankovský 2009.

Fig. 11. Hoover dam built on the Colorado River at Nevada and Arizona border in period 1931 – 1935. The dam is 221 m high, retains about 35.2 km^3 of water and has installed capacity 2 078 MW. Photo M. Frankovský, 2009.

Terénny seminár SGS – Najmladšia sopka Putikov vrch

SGS field seminary: The youngest volcano Putikov vrch (the Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia)

Ladislav Šimon a Zoltán Németh
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Abstract: *The field seminary of the Slovak Geological Society, held on 7. November 2009, was focussed on the youngest volcanic activity in Slovakia as well as in the Central Europe – the youngest volcano Putikov vrch in the western part of the Štiavnické vrchy Mts. (102 000 ± 11 000 years). The participants studied the former lava flows of alkali basalt volcanic activity, being cross-cut by the abandoned quarry at the Brehy settlement near the town Nová Baňa. Next, the pseudovents and the volcanic cone were presented. The field seminary included also the visit of the volcanologic exposition in the Pohronie Museum Nová Baňa.*

Terénny seminár venovaný vulkanologickým charakteristikám sopky Putikov vrch v západnej časti Štiavnických vrchov sa uskutočnil 7. novembra 2009. Zúčastnilo sa na ňom 22 členov Slovenskej geologickej spoločnosti a Klubu učiteľov geovied. Záujem účastníkov o odborný výklad L. Šimona a o výstup na vrchol troskového kužeľa neznižovalo ani značne hmlisté počasie.

Putikov vrch je najmladšia doteraz známa sopka na Slovensku aj v celej strednej Európe. Vek tejto sopky strombolsko-havajského typu bol určený metódou opticky stimulovanej luminiscencie na 102 000 ± 11 000 rokov (Šimon a Maglay, 2005). V klimatostratigrafickej škále to zodpovedá počiatočným štádiám émskeho interglaciálu.

Východiskom terénnej korelácie bola obec Tekovská Breznica na JZ od Novej Bane. Prvou zastávkou terénneho seminára bol opustený kameňolom pri miestnej časti Nová Baňa-Brehy, v ktorom sa v minulosti ťažil alkalický bazanit a využíval sa na výrobu minerálnych vlákien a izolačných materiálov. L. Šimon oboznámil účastníkov s geotektonickým pozadím alkalického bazaltového vulkanizmu a vulkanologickými charakteristikami sopečného kužeľa a lávového pokryvu (Šimon a Halouzka, 1996). Láva sa pohybovala od sopečného kužeľa (vrchol Putikovho vrchu) v smere pôvodnej Chválenskej doliny na S k Hronu. Čelo lávových prúdov sa nachádza na východnom okraji Novej Bane v časti Brehy. Navštívený kameňolom ho priečne narezáva, čo poskytuje výnimočné možnosti štúdia jednotlivých lávových prúdov. Lávový pokryv v celom brežianskom lome leží na terasových sedimentoch Hrona. Podľa súčasných poznatkov došlo k prehradeniu toku Hrona a vytvoreniu paleojazera. Účastníci terénneho seminára sa oboznámili s morfologickými formami separátnych lávových prúdov s doskovito-lavicovitou odlučnosťou a masívnym charakterom. Sú typu aa a petrograficky ich tvorí nefelinický bazanit. Ďalším prezentovaným fenoménom boli pseudokrátery, t. j. malé druhotné troskové kužele (Šimon et al., 2002).

Trasa terénneho seminára pokračovala z Tekovskej Breznice po jz. svahu bývalého vulkánu až na vrchol troskového kužeľa. Tam sa účastníci terénnej korelácie (obr. 1) oboznámili s vulkanickými bombami strombolského a havajského typu.

Popoludňajší program terénneho seminára bol venovaný prehliadke vulkanologickej expozície v Pohronskom múzeu v Novej Bani. Expozícia prehľadnou formou prezentuje vulkán a vzorky vulkanických bômb z Putikovho vrchu sa porovnávajú so vzorkami z rozličných svetových sopiek. Po prehliadke vulkanologickej expozície (obr. 2) sa účastníci oboznámili aj s ďalšími pútavými expozíciami Pohronského múzea – expozíciou pravekého osídlenia, umeleckohistorickou a národopisnou expozíciou. Ústretovosť riaditeľky múzea PhDr. Kataríny Konečnej a jej strhujúci výklad k jednotlivým exponátom prispeli k neochabujúcemu záujmu účastníkov o prehliadku a k presunutiu spiatočnej cesty do Bratislavy až na neskoré večerné hodiny.

Literatúra

Šimon, L. & Halouzka, R., 1996: Putikov vŕšok volcano. The youngest volcano in the Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag., 2, 103 – 123.*

Šimon, L., Pauditš, P. & Kráľ, J., 2002: New data on the Putikov vŕšok alkali basalt volcano, central Slovakia. *Geol. Carpath., 53, spec. iss.*

Šimon, L. & Maglay, J., 2005: Datovanie sedimentov podložia lávového prúdu vulkánu Putikov vrch metódou opticky stimulovanej luminiscencie. *Miner. Slov., 37, 279 – 281.*

Obr. 1. Účastníci terénneho seminára na vrchole troskového kužeľa Putikovho vrchu. Foto Z. Németh.

Fig. 1. Participants of the field seminary on the top of the Putikov vrch scoria cone. Photo Z. Németh.

Obr. 2. Prehliadka vulkanologickej expozície Pohronského múzea v Novej Bani. Rôzne typy vulkanických bômb. Foto Z. Németh.

Fig. 2. Visit of the volcanological exposition of the Pohronie Museum Nová Baňa. Various types of voclanic extrusions. Photo Z. Németh.

K 90. narodeninám prof. RNDr. Vojtecha Zorkovského

(jedného zo zakladateľov Baníckej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach)

Greetings to 90th jubilee of Prof. RNDr. Vojtech Zorkovský

Čas neúprosne letí a s ním aj tok dejín národa, štátu a konkrétneho spoločenstva, ale aj jednotlivca. Preto sa nám nechce veriť, že náš prof. RNDr. Vojtech Zorkovský, nestor bývalej VŠT v Košiciach, ktorá v súčasnosti nesie honosnejší názov Technická univerzita v Košiciach, sa dožil takého významného jubilea – deväťdesiatky. Pri hodnotení jeho narodenín už nekonštatujeme, že je svieži a plný tvorivých síl, pretože tie už vyčerpal počas svojho plodného života, keď geológii a pedagogickej práci odovzdával to, čo spoločnosť potrebovala. Podieľal sa na zabezpečovaní nerastných surovín pre naše národné hospodárstvo a ako pedagóg na výchove niekoľkých generácií geológov a banských inžinierov.

Jeho odborná geologická a pedagogická činnosť je zhodnotená v predchádzajúcich príspevkoch k životným jubileám a sumarizovaná v monografii *Významní slovenskí geológovia* (Bratislava, Veda, vydavateľstvo SAV 2000, 489 – 491). V tomto príspevku preto zdôrazníme iba niektoré aspekty, ktoré vyplynuli z podmienok vtedajšieho života a atribútov vlastného smerovania a odovzdávania poznatkov, ale aj konania v prospech progresu spoločnosti.

Dňa 6. januára 2010 prof. RNDr. Vojtech Zorkovský, nestor slovenskej geologickej školy akademika Dimitrija Andrusova a zakladajúci pedagóg baníckeho vysokoškolského štúdia v Košiciach, oslávil svoje deväťdesiate narodeniny v kruhu svojich blízkych. Rodine venoval vždy dôležitú pozornosť, a tak sa aj v takom vysokom veku môže tešiť z dobrého rodinného zázemia, ktoré so svojou manželkou Gizkou Zorkovskou vytvorili pre svoje tri deti – Bela, Gabiku a Maroša. V súčasnosti majú radosť z ich vlastných rodín, ale zároveň sú spokojní s tým, že sa ešte dokážu postarať o svoje žitie.

Na pôde Fakulty BERG TU v Košiciach sa 3. februára 2010 popoludní uskutočnilo stretnutie bývalých a súčasných zamestnancov. Malo zvláštnu atmosféru, pretože pri tejto príležitosti dekan fakulty prof. Ing. Gabriel Weiss, PhD., po oboznámení so súčasnou situáciou na fakulte sa venoval slávnostnému hodnoteniu celoživotnej činnosti nestora našej fakulty prof. RNDr. Vojtecha Zorkovského, nášho jubilanta.

Ako vysokoškolský pedagóg stál 46 rokov za katedrou a 31 rokov viedol uvedené geologické pracovisko na fakulte. Bol náročným pedagógom, ale mal aj zdravý prístup k študentom. Obzvlášť sa to prejavovalo počas exkurzií a pri terénnych cvičeniach. Príkladná bola jeho starostlivosť o učebné pomôcky, pretože písal skriptá a učebnice, ale venoval sa aj výskumu a popularizácii geológie. V rokoch 1964 – 1966 pôsobil ako vysokoškolský pedagóg na Univerzite v Havane a v roku 1969 sa zúčastnil na prednáškovom pobyte v Santiagu de Chile. V roku 1989 skončil svoje pracovné pôsobenie ako vysokoškolský profesor a odišiel do dôchodku. Dodnes sa však zaujíma o dianie v geológii a na fakulte a škole, ktoré prešli medzitým novým rozvojom.

Na spomínanom stretnutí potom doc. Ing. Jana Jablonská, PhD., v prezentácii o prof. RNDr. Vojtechovi Zorkovskom oboznámila účastníkov s jeho pôsobením na fakulte, a to tak z pedagogického, odborného geologického, ako aj spoločenského pohľadu. Jeho prítomnosť a obojstranná radosť z gratulácií k takému významnému životnému jubileu povzniesla všetkých.

Profesor Zorkovský vyslovil vďaku vedeniu fakulty, ale aj všetkým prítomným na tomto stretnutí za otvorenú úprimnosť a blahoželania. Z jeho slov a pohľadu bolo vidieť radosť nad tým, že sa dožil takého krásneho veku a že môže ešte osloviť tých, ktorí pokračujú na základoch jeho generácie. Život zasvätil geológii a pedagogickej a organizačnej práci, pri ktorej bolo mnoho šťastných a krásnych období naplnených tvorivou prácou. Vyskytli sa však aj útrapy a bolo potrebné vyrovnať sa s nimi. Dalo sa to všetko zvládnuť za pomoci rodinného zázemia a väčšieho či menšieho pochopenia spolupracovníkov. Všetkým prítomným na tomto stretnutí bolo príjemne a odchádzali s potvrdením toho, že medziľudské vzťahy zohrávajú dôležitú úlohu a treba ich udržiavať v náročnom pracovnom procese, ale aj v seniorskom veku.

K blahoželaniu k významnému životnému jubileu sa pripájajú aj členovia pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti v Košiciach, Slovenskej baníckej spoločnosti pri FBERG TU v Košiciach a Košického baníckeho cechu, jeho študenti, spolupracovníci a odborná geologická a banícka pospolitosť. Všetci želajú pánu prof. RNDr. Vojtechovi Zorkovskému primerané zdravie a rodinnú pohodu do ďalšieho života.

Jozef Slavkovský

Zdravica k 75. narodeninám prof. RNDr. Dionýza Vassa, DrSc.

Greetings to 75th jubilee of Prof. RNDr. Dionýz Vass, DrSc.

V predposledný októbrový deň roku 2009 sa významný slovenský geológ a pedagóg prof. Dionýz Vass dožil významného jubilea – 75 rokov. Vždy agilný človek, teraz už na zaslúženom odpočinku, sa narodil 30. 10. 1934 v Košiciach. Po absolvovaní gymnázia v Michalovciach (v r. 1953) študoval na Geologicko-geografickej fakulte UK v Bratislave (1953 – 1958). Po skončení vysokej školy začal pracovať v Geologickom ústave D. Štúra (GÚDŠ) v Bratislave, kde pôsobil do r. 1995, t. j. plných 37 rokov. V r. 1995 prešiel pracovať na plný úväzok na TU vo Zvolene ako gestor predmetu geológie. Vedeckú hodnosť kandidát geologických vied (CSc.) získal v r. 1965, akademický titul doktor prírodných vied (RNDr.) v r. 1967 a vedeckú hodnosť doktor geologických vied (DrSc.) v r. 1981. V r. 1995 sa habilitoval na docenta a v r. 1999 bol vymenovaný za profesora.

V zdravici sa nebudeme podrobne zaoberať všetkými aspektmi hodnotenia veľmi činorodej a rozmanitej práce jubilanta. Podrobne boli zhodnotené v zdraviciach pri príležitosti jeho 60. narodenín (Geologické práce, Správy 100, s. 9 – 22), resp. 70. narodenín (Geologické práce, Správy 111, s. 23 – 30) vrátane jeho bohatej publikačnej činnosti.

Prof. D. Vass sa zameral najmä na štúdium geológie terciérnych panví Západných Karpát. Podieľal sa na zostavovaní geologických máp rôznych mierok územia týchto panví. Pri geologických mapách regiónov v mierke 1 : 50 000, tých, ktorých bol redaktorom, sa neuspokojil s ich stručnými vysvetlivkami. Jeho zásluhou sa kotliny južného Slovenska vydaním podrobných monografických prác stali jedným z najpreskúmanejších území Západných Karpát. Jubilant sa venoval problematike sedimentológie siliciklastických hornín a zákonitostiam tektonického a paleogeografického vývoja panví s dôrazom na vytvorenie modelov ich genézy, využívajúc princípy sekvenčnej stratigrafie a globálneho kolísania hladiny morí a oceánov. V spolupráci so zahraničnými izotopovými laboratóriami zostavil niekoľko verzií rádiometrických časových škál neogénu centrálnej Paratetýdy a prispel k definícii jej neostratotypov (monografický súbor *Chronostratigraphie und Neostratotypen*). Jubilant definoval alebo redefinoval viaceré litostratigrafické jednotky v neogénnych panvách. To vyústilo do jeho koncepčného diela *Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén*.

Prof. D. Vass sa iniciatívne zapájal do širokej medzinárodnej spolupráce (tri projekty IGCP, dlhodobý projekt spolupráce akadémií vied, účasť v komitéte RCMNS, aktívna účasť na svetových geologických kongresoch). Ako expert pôsobil 3 roky v Tunisku. V rámci vedeckej a odbornej aktivity absolvoval dlhodobejšie stážové pobyty v bývalom ZSSR, Anglicku, USA a Austrálii. V rámci užšej odbornej spolupráce participoval na spoločných projektoch všetkých okolitých štátov. Výsledkom sú najmä geologické mapy v mierke 1 : 100 000 a 1 : 500 000.

Prof. D. Vass sa ešte v priebehu pôsobenia v GÚDŠ dlhodobo venoval pedagogickej činnosti na geologických katedrách PriF UK v Bratislave a na Baníckej fakulte TU v Košiciach. Prednášal, bol konzultantom a vedúcim pri diplomových prácach, školiteľom viacerých ašpirantov a doktorandov. Dlhodobo pôsobil (aj ako predseda) v komisii na obhajobu kandidátskych prác v odbore geológia.

V rokoch 1995 – 2003 sa prof. D. Vass stal gestorom predmetu geológie na Lesníckej fakulte a Fakulte ekológie a environmentalistiky TU vo Zvolene. Od r. 2004 pracoval na fakulte ešte na polovičný úväzok. Budúcim lesníkom dával základy geológie pre ich neskoršiu prax. Od r. 2003 vyučoval predmet geológie aj na Pedagogickej fakulte Katolíckej univerzity v Ružomberku.

Publikačná činnosť jubilanta je veľmi bohatá. Zahŕňa vyše 400 odborných článkov, monografií, populárno-vedeckých článkov a recenzií. Z jeho najnovších publikácií je potrebné uviesť geologické mapy edície v mierke 1 : 200 000, na ktorých sa podieľala generácia geológov od 70. rokov 20. storočia a ktoré vyšli tlačou v r. 2008. Jubilant je jedným z dvoch geológov, ktorí participovali na oboch edíciách máp v tejto mierke. Je spoluautorom listov Košice, Banská Bystrica, Lučenec a Rimavská Seč, Michalovce, ako aj jednotnej mapy Slovenskej republiky v mierke 1 : 200 000. Profesor Vass nepísal iba odborné publikácie. Počas aktívneho života reagoval aj na rôznorodé občianske podnety a svoj názor na ne uverejňoval v dennej tlači a časopisoch.

Cieľavedomá a iniciatívna práca jubilanta bola ocenená množstvom vyznamenaní. Aj pri jeho terajšom jubileu mu v r. 2009 stavovská organizácia Slovenská geologická spoločnosť udelila *Ďakovný list SGS* za jeho doterajšiu prácu v prospech slovenskej geológie.

Jubilantovi prajeme do nadchádzajúcich rokov najmä veľmi potrebné zdravie a elán, ktorým oplýval po celý svoj činorodý život.

Michal Elečko

Kto bol Ing. Vojtech Lázár

The personality of Ing. Vojtech Lázár

Abstract: *Ing. Vojtech Lázár (* 1. 11. 1892 – † 9. 11. 1978) can be ordered among the leading personalities of the ore mining and the mining sciences in Slovakia in the 20th century. Despite the poor social conditions during his youth and his life in orphanage, he graduated the secondary school with excellent results and owing to the state scholarship obtained education in the Mining University in Banská Štiavnica. His professional career started in the Rimamurány-Salgótarjáni Iron-work Joint Stock Company in 1915. Obtaining experiences from various mining plants and localities in the Slovak Ore Mts., he became the director in the company`s headquarters in Rožňava (1939 – 1945). After World War Two his position changed, and he continued his practical mining work at Smolník (1945 – 1949). In 1949 – 1951 he became the director for exploration and technical works in the Iron-Ore Mines, national enterprise, Spišská Nová Ves and from 1951 the main engineer in the newly established enterprise East-Slovakian Ore Survey, national enterprise, Spišská Nová Ves. Despite retiring on his own request in 1955, in 1957 he returned to active scientific work. Later, changing his seat to the town Košice, he became a long-time external scientific worker in the Technical Museum in Košice (1965 – 1978).*

Ing. Vojtecha Lázára zaraďujeme medzi významných odborníkov rudného baníctva a montanistiky na území Slovenska v 20. storočí.

Narodil sa 1. novembra 1892 v Aita Mare (Rumunsko). Vyrastal vo veľmi skromných sociálnych pomeroch. Keď mal sedem rokov, zomrel mu otec. Matka síce dostávala skromný vdovský dôchodok, nemohla však z neho vyživiť obidve maloleté deti (mal sestru). Preto sa rozhodla dať syna do sirotinca. V sirotinci v Sibiu ho vychovávali do 18 rokov. V čase pobytu v sirotinci vychodil 5 tried ľudovej školy a 8 tried gymnázia. V roku 1911 zmaturoval s výborným prospechom. Vzhľadom na dosahované vynikajúce stredoškolské štúdijné výsledky odišiel na banskú vysokú školu do Banskej Štiavnice, kde dostával štátne štipendium. To mu umožnilo študovať a v roku 1915 skončiť vysokoškolské štúdium. Štátnu skúšku zložil v roku 1917.

Po skončení štúdia banského inžiniera v roku 1915 na základe vyžiadania nastúpil do služieb Rimamuránsko-šalgótarjánskej železiarskej účastinnej spoločnosti. Tam pracoval na rôznych jej závodoch a postoch (Ózd, Baňa Rožňava, Železník a iné). Ako si Vojtech Lázár niekedy zaspomínal, uvedená spoločnosť ho vždy riadne popreháňala. V rokoch 1925 až 1935 bol závodným v Bani Rožňava, v rokoch 1936 až 1938 vykonával funkciu banského inšpektora na podnikovom riaditeľstve v Rožňave a zároveň zástupcu podnikového riaditeľa. V rokoch 1939 až 1945 bol podnikovým riaditeľom. V tom čase do kompetencie podniku boli včlenené uhoľné závody a vápencové lomy, ktoré spoločnosť vlastnila na území bývalej ČSR, Maďarska a Rumunska (Sedmohradsko).

Po skončení druhej svetovej vojny v dôsledku nových politických pomerov a uvalenia banských podnikov pod národnú správu v roku 1945 sa skončila aj jeho pôvodná funkcia. V novom politickom usporiadaní ho preložili do Smolníka na pyritové bane ako závodného. Túto funkciu vykonával v rokoch 1945 až 1949 (v roku 1947 zároveň aj pre hutu Mária). V rokoch 1949 – 1951 pracoval v službách podnikového riaditeľstva Železorudných baní v Spišskej Novej Vsi. Zastával funkciu vedúceho odboru kutacích prác, popri ktorej bol aj vedúcim technického odboru. Koncom roku 1951 bol vymenovaný za hlavného inžiniera nového národného podniku Východoslovenský rudný prieskum v Spišskej Novej Vsi. Podieľal sa na jeho koncepčnom a organizačnom dobudovaní. V roku 1955 na vlastnú žiadosť odišiel do dôchodku. V roku 1957 však opäť nastúpil do služieb uvedeného podniku ako pracujúci dôchodca. Externe vykonával funkciu výskumného pracovníka. Túto prácu robil pre podnik aj po zmene trvalého bydliska, po presťahovaní do Košíc. V rokoch 1965 až 1978 bol externým pracovníkom Slovenského technického múzea. Tam pracoval do konca svojho života.

Z jeho významných zahraničných ciest spomenieme pobyt v Eisenerzi (Rakúsko) v roku 1927, kde uskutočňoval technologické pokusy s rožňavskou železnou rudou. Na základe výsledkov týchto pokusov dal postaviť v rožňavskom závode modernú mechanizovanú pražiacu pec (typ Fleisser – Apoldt). Zariadenie predstavovalo v bývalej ČSR unikát. O desať rokov neskôr realizoval študijnú cestu do Nemecka s cieľom študovať úpravu a aglomerovanie chudobných železných rúd.

V rámci funkcie ho spoločnosť RIMA poverovala vykonávať aj mimoriadne úlohy – preskúmať vytypované rudné lokality v Rumunsku, Maďarsku a na Slovensku, o ktoré prejavila záujem kvôli ich následnej exploatácii.

Ing. V. Lázár bol aj publikačne činný. Jeho štúdie po obsahovej stránke sa zameriavali skôr na vyhranené problémy závodov (havárie, perspektívu, príčiny zániku, ekonomické otázky a pod.). Ťažisko jeho výskumov však prezentujú práce montanisticko-archívneho zamerania.

Ing. V. Lázár ešte aj v pokročilom veku (ako dôchodca) aktívne pracoval v bývalej Čsl. vedecko-technickej spoločnosti, a to ako člen výboru Krajskej sekcie pre baníctvo. Zomrel 9. novembra 1978 a pochovaný je na verejnom cintoríne v Košiciach. Banícka veda v ňom stratila vynikajúceho odborníka, zanieteného pracovníka a dobrého človeka.

Česť jeho pamiatke!

Rudolf Magula

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2010

Significant jubilees of the members of the Slovak Geological Society in 2010

Päťdesiatroční jubilanti

RNDr. Katarína Benková	31. 1. 1960
Ing. Boris Bartalský, PhD.	9. 2. 1960
doc. RNDr. Juraj Bebej, CSc.	21. 10. 1960
RNDr. Zuzana Siráňová	11. 11. 1960
RNDr. Martin Kováčik, CSc.	17. 11. 1960

Šesťdesiatroční jubilanti

doc. RNDr. Ondrej Ďurža, CSc.	30. 3. 1950
doc. RNDr. Miroslav Bielik, DrSc.	22. 7. 1950
RNDr. Monika Lipovská, CSc.	1. 11. 1950

Sedemdesiatpäťroční jubilanti

RNDr. Pavel Gross, CSc.	9. 12. 1935

Osemdesiatroční jubilanti

RNDr. Dušan Kubíny, CSc.	2. 2. 1930

V mene celej geologickej verejnosti všetkým jubilantom srdečne blahoželáme a do ďalších rokov želáme veľa tvorivých síl a dobré zdravie.

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.
predseda SGS

Oznam

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra na redakčnej rade 12. 11. 2009 upravil cenu predplatného časopisu *Mineralia Slovaca* na rok 2009. Predplatné vrátane DPH (10 %) bolo upravené takto:

Ročné predplatné:	pre jednotlivcov	–	15,03 €
	pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti a členov geologických asociácií	–	12,65 €
	pre organizácie v SR	–	18,55 €
	pre organizácie v zahraničí	–	29,63 €
Cena jedného čísla vrátane DPH (10 %)		–	2,97 €
Cena dvojčísla		–	5,94 €
			+ poštovné

Zásielky, predplatné a reklamácie vybavuje Monika Vancáková
tel: 055/62 500 43 fax: 055/62 500 44 e-mail: monika.vancakova@geology.sk
secretary.ke@geology.sk

Plán činnosti SGS na rok 2010

Plan of activities of the Slovak Geological Society in 2010

Bratislavská pobočka SGS

Podujatia organizačne zabezpečujú M. Kohút, P. Uher, M. Chovan, D. Ozdín, M. Kováčová, L. Šimon a J. Michalík.

Apríl
Seminár: *Datovanie minerálov, hornín, metamorfných, magmatických a metalogenetických procesov a tektonických udalostí.*
Seminár: *Minerály vzácnych zemín a Nb-Ta.*

Máj
Mineralogicko-geochemický seminár.
Konferencia mladých geovedcov.
Terénny seminár zo sekvenčnej stratigrafie.

September
Seminár o silicitoch a SiO_2 hmotách.

Október
Terénny seminár: *Bazaltový vulkán Šibeničný vrch v Žiarskej kotline.*
Seminár: *SOLIPHA.*

December
9. predvianočný seminár SGS: *Nové poznatky o stavbe a vývoji Západných Karpát.*

Košická pobočka SGS

Podujatia organizačne zabezpečujú Z. Németh, P. Bačo, Ľ. Petro a R. Farkašovský.

Máj
Prednáškové popoludnie SGS a Slovenskej asociácie ložiskových geológov: *Perspektívne trendy geologických činností.*

Jún
Terénny seminár: *Geologická a tektonická stavba paleozoických sekvencií gemerika.*

November
Prednáškové popoludnie SGS a Slovenskej asociácie inžinierskych geológov: *Východné Slovensko – geologická stavba a geofaktory ŽP.*

Inštrukcie autorom

Všeobecné inštrukcie

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. Rozsah článku je 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 publikujú v slovenčine, češtine alebo v angličtine. Uprednostňuje sa angličtina. Abstrakt a skrátené znenie článku napísaného v slovenčine alebo češtine (resumé) musia byť v angličtine.
4. Text článku spracovaný v editore MS Word PC zašlite redakcii v dvoch vytlačených exemplároch s riadkovaním 2 a tiež na CD. Obrázky a tabuľky musia byť vytlačené samostatne vo formáte nepresahujúcom formát A4 a na CD uložené v samostatných súboroch.
5. Súčasne s článkom treba redakcii poslať autorské vyhlásenie, že nijaká časť rukopisu ešte nebola publikovaná a originálne sú aj obrázky. Kópie obrázkov z iných publikácií musia byť legalizované získaním práva na publikovanie. Vyhlásenie musí obsahovať meno autora (autorov), akademický titul a trvalé bydlisko.

Text

1. Úpravu textu aj zoznamu literatúry treba prispôsobiť súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť približne 30 riadkov, šírka riadka je asi 60 znakov.
3. Abstrakt stručne sumarizujúci hlavné výsledky článku môže mať najviac 200 slov a nemá obsahovať citácie.
4. Text má mať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, použitú metodiku práce, zistené údaje a poznatky, diskusiu, záver a zoznam literatúry.
5. V článku treba zreteľne odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Údaje z tabuliek a obrázkov v texte neopakovať, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi – hlavné písať do stredu a vedľajšie na ľavý okraj strany. Použiť možno najviac tri druhy hierarchických nadpisov a podľa dôležitosti ich vyznačiť ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 – najvyšší, 2 – nižší, 3 – najnižší.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988), pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Krstné (rodné) mená sa ani v jednom prípade neuvádzajú.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu. Nie je vhodné, aby text v editore MS Word obsahoval vložené obrázky.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní treba dôsledne odlišovať pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré sa majú vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. Články napísané v slovenčine alebo češtine musia obsahovať anglický preklad názvu, abstraktu, kľúčových slov, resumé a popisov k obrázkom a tabuľkám.

Ilustrácie

1. Ilustrácie musia byť vysokej kvality, majú dokumentovať a vysvetľovať text. **Musia sa pripravovať s vedomím, že budú zmenšené na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 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 kresby (perovky) odporúčame 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. Obrázky treba popisovať šablónou, nie voľnou rukou. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm. Ak je článok v slovenčine, popisy v obrázkoch musia byť v slovenčine, ak je v angličtine, aj ilustrácie musia byť v angličtine. Originál (pred zmenšením) môže mať najviac 340 x 210 mm. **Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm.** Skladacie ilustrácie treba podľa možnosti úplne vylúčiť.

Obrázky urobené na počítači musia byť vytlačené laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI) a musia sa poslať spolu s textom na CD. **Pri počítačovej tvorbe obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw).** Veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) sa nesmú používať ani na obrysy, ani vo výplni. Vylučuje sa používanie softvérovej výplne (napr. v Corel Draw). Výplne v obrázkoch sa musia skladať zo samostatne vysádzaných objektov. Vhodné nie sú ani rastrové výplne.
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.
4. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa pre tlač zmenšovali najmenej o 50 %. **Pri zasielaní fotografií vo forme počítačových súborov (vo formáte JPG alebo TIF) sa požaduje vysoké rozlíšenie – minimálne 600 DPI.**
5. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázka a meno autora a na fotografiách sa šípkou označí aj orientácia obrázka.
6. Na mapách a profiloch treba voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
7. Názvy obrázkov s vysvetlivkami 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 vysokej kvality možno publikovať po dohode s vydavateľstvom.
11. Redakcia si vyhradzuje právo vrátiť autorovi grafické prílohy na opravu po jazykovej úprave, resp. požiadať o ich nahradenie za prílohy v požadovanej kvalite.

Tabuľky

1. Tabuľky treba písať na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu limituje maximálna šírka tlačového stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). **Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.**
2. Údaje sa zaraďujú do tabuľky, iba ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Vertikálne čiary sa v tabuľkách nepoužívajú.
4. 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. „Osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. 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. *Miner. Slov., 21, 135 – 142.*
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. *In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. 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. Spišská Nová Ves, archív ŠGÚDŠ, 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.slovaca@geology.sk, alena.wolfova@geology.sk, zoltan.nemeth@geology.sk

PÔVODNÉ ČLÁNKY – ORIGINAL PAPERS

Radvanec, M., Konečný, P., Ondrejka, M., Putiš, M., Uher, P. & Németh, Z.
Granity gemerika ako indikátor extenzie kôry nad neskorovariskou subdukčnou zónou a pri ranoalpínskej riftogenéze (Západné Karpaty): interpretácia podľa veku monazitu a zirkónu datovaného metódou CHIME a SHRIMP
The Gemeric granites as an indicator of the crustal extension above the Late-Variscan subduction zone and during the Early Alpine riftogenesis (Western Carpathians): An interpretation from the monazite and zircon ages dated by CHIME and SHRIMP methods 381

Ondrášik, R., Putiš, M., Gajdoš, V., Sulák, M. & Durmeková, T.
Blastomylonitovo-kataklazitové zóny a ich vplyv na svahové deformácie v Lúčanskej Fatre
Blastomylonitic-cataclastic zones and their influence on slope deformations in the Lúčanská Fatra Mts. 395

Ivan, P. & Méres, Š.
Enkláva metamorfitu fácie modrých bridlíc v dobšinskom serpentinitovom lome – dôkaz spojitosti ultrabázického telesa s hačavskou formáciou príkrovu Bôrky
Blueschist enclave in the Dobšiná serpentinite quarry: The evidence of the relation of the ultrabasic body to the Hačava Fm. of the Bôrka nappe (Meliatic Unit, Slovakia) 407

Ivan, P., Méres, Š. & Sýkora, M.
Magnezioriebeckit v červených silicitoch a bazaltoch z Jakloviec (jaklovská formácia meliatika) – indikátor iniciálneho štádia vysokotlakovej subdukčnej metamorfózy
Magnesioriebeckite in red cherts and basalts (Jaklovce Fm. of the Meliatic Unit, Western Carpathians): An indicator of initial stage of the high-pressure subduction metamorphism 419

Bačík, P., Pršek, J. & Lipka, J.
Turmalinické horniny v metamorfovaných vulkanicko-sedimentárnych horninách komplexu Jánovho grúňa v okolí Bacúcha (veporikum)
Tourmaline-rich rocks in the metamorphosed volcano-sedimentary rocks of the Jánov grúň Complex in the Bacúch area (Veporic Superunit, Western Carpathians) 433

Uher, P., Bačík, P. & Ozdín, D.
Turmalín (magneziofoitit a dravit) v kremennej žile pri Limbachu (Malé Karpaty)
Tourmaline (magnesiofoitite and dravite) in quartz vein near Limbach, Malé Karpaty Mts. (Slovakia) 445

Kollárová, V. & Hraško, Ľ.
Mineralógia a petrológia xenolitov podložia vo vrtoch centrálnej vulkanickej zóny Javoria
Mineralogy and petrology of the basement xenoliths in the boreholes from the Central Volcanic Zone of the Javorie Mts. 457

Luptáková, J., Biroň, A. & Andráš, P.
Hydrotermálna žilná Pb-Zn sulfidická mineralizácia na lokalite Pernek-Pod Babou (Malé Karpaty): minerály a evolúcia fluíd
Hydrothermal vein Pb-Zn sulphide mineralization in the Pernek-Pod Babou locality, the Malé Karpaty Mts. (SW Slovakia): Minerals and fluid evolution 477

Ozdín, D., Chovan, M. & Bálintová, T.
Chemické zloženie Bi-Te-S minerálov z ložiska Dúbrava v Nízkych Tatrách
Chemical composition of Bi-Te-S minerals from the Dúbrava deposit in the Nízke Tatry Mts. 493

Mesiarkinová, M., Ozdín, D. & Janda, R.
Mineralogické štúdium silicifikovaných driev pri Častkovciach v Malých Karpatoch
Mineralogical study of petrified woods at the Častkovce in Malé Karpaty Mts. (Western Slovakia) 503

Bónová, K., Bačík, P. & Derco, J.
Pyroluzit a ranciéit z jaskyne Skalistý potok (Slovenský kras, východné Slovensko)
Pyrolusite and ranciéite from the Skalistý potok Cave (Slovenský kras Mts., Eastern Slovakia) 511

Ozdín, D., Bačík, P. & Števko, M.
Nové minerály schválené IMA a publikované v rokoch 2005 – 2008
New minerals approved by IMA and published in years 2005 – 2008 511

Obsah pokračuje na strane „iv“ v úvode čísla/for continuation see p. “iv” at the beginning of the number.